ПРИРОДА
И
ЧЕЛОВЕК

С. Боул, Ф. Хоул, Р. Мак-Кракен

ГЕНЕЗИС И КЛАССИФИКАЦИЯ ПОЧВ

ПРИРОДА И ЧЕЛОВЕК

S. W. BUOL, F. D. HOLE, R. J. McCRACKEN

SOIL GENESIS AND CLASSIFICATION

The Iowa State University Press, Ames
1973

С. БОУЛ, Ф. ХОУЛ, Р. МАК-КРЕКЕН

ГЕНЕЗИС И КЛАССИФИКАЦИЯ ПОЧВ

Перевод с английского
М. И. ГЕРАСИМОВОЙ

Редакция
И. П. ГЕРАСИМОВА и С. В. ЗОННА

Предисловие
академика И. П. ГЕРАСИМОВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО „ПРОГРЕСС"
МОСКВА 1977

АННОТАЦИЯ

Книга известных американских почвоведов С. Боула, Ф Хоула и Р. Мак-Крекена представляет собой оригинальную работу по почвоведению. В работе даны основы почвоведения и географии почв с точки зрения современной американской школы В своих исследованиях авторы исходят из учения известного русского ученого В. В. Докучаева.

Знакомство с данной книгой, несомненно, представляет немалый интерес для почвоведов всех специальностей, географов и практических работников, связанных с изучением и исследованием почв.

С. Боул, Ф. Хоул, Р. Мак-Крекен

ГЕНЕЗИС И КЛАССИФИКАЦИЯ ПОЧВ

Редактор *И. М. МАКСИМОВА*
Художник *В В. Еремин*
Художественный редактор *В. А. Пузанков*
Технические редакторы *Л. А. Полякова* и *Е. А. Торгушина*
Корректор *Т. А Шустина*

Сдано в набор 21.10.75. Подписано в печать 29.10.76. Формат 60 × 90¹/₁₆.
Бумага типографская № 1. Условн. печ. л. 26. Уч.-изд. л. 27,65. Тираж 3000 экз.
Цена 2 р. 20 к. Заказ № 73. Изд. № 20031.

Издательство „Прогресс" Государственного комитета Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли Москва, Г-21, Зубовский бульвар, 21

Ордена Трудового Красного Знамени Ленинградская типография № 2 им. Евг. Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 198052. Ленинград, Л-52, Измайловский проспект, 29

Редакция литературы по географии

© Перевод на русский язык, «Прогресс», 1977

Б $\frac{20902\text{-}129}{006(01)\text{-}77}$ 64-77

ПРЕДИСЛОВИЕ

НОВАЯ АМЕРИКАНСКАЯ СИСТЕМА НОМЕНКЛАТУРЫ И КЛАССИФИКАЦИЯ ПОЧВ

Эта книга, безусловно, интересна для лиц, следящих за новыми направлениями в мировом почвоведении. Среди многих последних достижений по теоретическим и практическим вопросам почвоведения, связанным с общим прогрессом всех наук, совершенно особое место занимает появление новой американской системы номенклатуры и классификации почв.

Эта система предлагает радикально изменить наименование всех почв мира. Вместо народных в основном терминов преимущественно русского происхождения, подобных, например, «подзолу», «черноземy»; «солонцу» и др., употребляются искусственные слова, подобные, например, «сподосолям» (от греческого «spodosol» — древесная зола); «моллисолям» (от латинского «mollus» — мягкий); «аридисолям» (от латинского «aridus» — сухой) и т. д. Все другие наименования почв также составляются из искусственных слогов, подобных, например, следующим: «тропаквод» — для постоянно влажных сподосолей (подзолов), со средней годовой температурой почвы более 8° С летом и менее 5° С зимой; «аржиборолл» — для моллисолей (черноземов) со среднегодовой температурой почвы менее 8° С и присутствием оглиненного горизонта и т. п. Вводится новая система классификационных (таксономических) единиц, в которой только часть (большие группы почв и почвенные серии) перешла из прежней американской системы, однако и первая из них (большие группы) получила совершенно иной классификационный ранг, чем ранее. Полностью в новой классификации, вплоть до прежних наименований, сохраняются только низшие единицы — почвенные серии, которые, как известно, обозначаются в США условными местными американскими географическими названиями с добавлением указания на механический состав. Общее число почвенных серий на территории США достигает десяти тысяч.

В настоящее время современная американская система широко используется в практике почвенных исследований в США. Более того, она применяется в почвенных исследованиях в раз-

© 1977 Издательство «Прогресс»

личных странах, особенно в тех, где эти исследования проводятся под руководством американских специалистов. В той или иной мере эта система начинает оказывать влияние и на другие национальные системы в зарубежных странах. Так, в литературе по почвоведению последних лет традиционные названия почв сопровождаются синонимами американской системы. Некоторые элементы этой системы даже включены в интернациональный список мировых почвенных единиц, использованный на международной почвенной карте мира, составляемый по программе ФАО — ЮНЕСКО.

Современная американская система номенклатуры и классификации почв начала разрабатываться Почвенной службой департамента земледелия США более двадцати лет тому назад (в пятидесятых годах). В 1960 г. был издан первый капитальный вариант этой системы, так называемое Седьмое приближение, которое и явилось основой для современной системы. Уже в 1962 г. я счел необходимым обратить внимание советской научной общественности на новую работу американских почвоведов, причем следующим образом сформулировал свою общую оценку этой крупной работы.

1. Главной причиной для разработки новой классификационной системы в США явился традиционный дуализм американского почвоведения в вопросах классификации почв, выражающийся в разрыве в подходах к выделению высших (большие почвенные группы — в прежнем смысле) и низших (почвенные серии) таксономических единиц. Первый из этих подходов может быть определен как географо-генетический; второй — как агро-эмпирический. Для дальнейшего развития почвоведения в США было крайне необходимо скорейшее преодоление указанного дуализма путем разработки принципов единообразного выделения всех почвенных подразделений и обоснованного объединения ранее выделенных на территории США почвенных серий в систематические подразделения более высокого таксономического уровня.

2. Пытаясь решить эту главную задачу, американские специалисты подвергли коренной перестройке свою традиционную систему разделения почв. Прежде всего была реконструирована система больших почвенных групп и их подразделений. Проявлено стремление путем введения новых методических приемов сделать эту систему более строгой с формально логической точки зрения. С этой целью была разработана система определенных диагностических признаков для объективного диагностирования различных почв, способы учета свойств обрабатываемых почв и применена совершенно новая номенклатура почв и их горизонтов.

3. Несмотря на огромную проделанную работу, опубликованный результат ее, на мой взгляд, не решил главной поставленной задачи. Это объясняется прежде всего тем, что при разработке новой системы самодовлеющее значение (в классификационных целях) было придано морфологическим и некоторым другим характеристикам отдельных свойств и качеств почвенной массы, не контролируемым в достаточной степени генетической сущностью процессов почвообразования и условиями внешней среды образования почв. Такой подход, заманчивый с точки зрения возможного упрощения методов определения почв, таил в себе опасность необоснованного упрощенчества и техницизма почвенных исследований, формализма в диагностике почв.

4. Едва ли можно считать оправданной попытку американских специалистов полностью отказаться от существующей почвенной терминологии и ввести совершенно новую, искусственную, очень сложную и трудно запоминающуюся номенклатуру («Почвоведение», 1962, № 6).

В одном из номеров американского журнала «Почвоведение» («Soil Science») за 1963 г., а также и в некоторых других изданиях по почвоведению того же времени (например, в «Трудах Американского общества почвоведов», том 27, выпуск 2, 1963 г.) были опубликованы довольно разносторонние материалы, поясняющие и пропагандирующие новую американскую систему номенклатуры и классификации почв. Так, например, в вышеуказанном номере американского журнала «Почвоведение» было опубликовано десять статей, в которых излагались цели и принципы этой системы (статьи Ч. Келлога, Г. Смита, М. Клайна); рассматривались возможности применения этой системы для корреляции и картирования почв (статьи Р. Саймонсона и В. Джонсона), использования ее в сельском и лесном хозяйствах (статьи Ф. Риккена и Д. Тетцера) и для технических целей (статья А. Орвидала), а также другие.

В 1964 г. в Научном совете по теоретическим вопросам почвоведения Отделения биологических наук Академии наук СССР было организовано коллективное обсуждение новой американской системы классификации почв. Результаты этого обсуждения были опубликованы в журнале «Почвоведение» в виде серии статей. В дискуссии приняли участие В. М. Фридланд, Е. Н. Иванова, А. А. Ерохина, Т. А. Соколова, С. А. Шувалов, С. В. Зонн, М. А. Глазовская, И. А. Соколов, В. О. Таргульян, Н. Н. Розов («Почвоведение», 1964, № 6). Общие итоги обсуждения были подведены мною. Они таковы:

1. Создание новой исчерпывающей системы классификации почв США, а также ее наиболее характерные особенности определены ходом развития американского почвоведения, и прежде

всего историческим приматом в нем эмпирических методов выделения почв.

2. Традиционный американский эмпирический подход к классификации почв существенно обогащен некоторыми новыми методическими приемами исследования (например, микроморфологического, изотопного и др.).

3. Использование новой системы в практической почвенной съемке, не меняя принципов этих работ, принятых уже давно в США, вносит некоторые новые, но преимущественно формальные элементы в генерализацию почвенных карт различных масштабов. Реальный анализ эффективности новой системы в сельском (а также лесном) хозяйстве США не мог быть произведен ввиду того, что непосредственным объектом применения могут и должны быть прежде всего таксономические единицы низшего ранга (почвенные серии и ниже), которые, однако, еще не включены в разработанную систему.

4. Опыт практической проверки новой системы в СССР показал ее искусственную, не генетическую сущность. Поэтому результаты проведенной в США разработки современной системы классификации почв, по нашему мнению, представляют ограниченный позитивный интерес в части использования некоторых новых методов для почвенной диагностики.

Таким образом, коллективное обсуждение новой американской системы номенклатуры и классификации почв советскими почвоведами, произведенное в 1964 г., подтвердило в целом ту общую критическую оценку ее, которая была мною высказана в 1962 г. Несмотря на это, поскольку дальнейшая разработка и практическое использование новой системы продолжались (причем не только в США, но и в ряде других стран мира), многие советские специалисты продолжали интересоваться публикациями, касающимися этой системы.

Среди таких публикаций очень большой интерес представляет настоящая книга. Она написана тремя известными американскими учеными, имеющими многолетний опыт научно-исследовательской и педагогической работы.

Так, Стэнли Вальтер Боул является профессором Университета в штате Северная Каролина (в городе Рэлей). Кроме этой книги, он основной составитель специального Технического бюллетеня опытной агрономической станции, издаваемого университетами штатов Аризона и Северная Каролина, а также автор многочисленных статей по вопросам почвоведения, опубликованных в ряде научных журналов США.

Фрэнсис Д. Хоул является профессором почвоведения и географии, а также руководителем почвенного отдела Геологической и естественно-исторической службы штата Висконсин, со-

стоящей при Университете этого штата в городе Мэдисоне. Он соавтор труда «Почвенные ресурсы и лесная экология графства Меномини в штате Висконсин», многих почвенных карт и отчетов по другим районам США, а также автор многочисленных научных статей по вопросам почвоведения в научных журналах США.

Ральф Мак-Крекен был помощником директора, главой отдела и профессором почвоведения Школы земледелия и наук о жизни в Университете штата Северная Каролина (город Рэлей). Еще ранее он работал как специалист почвовед в Департаменте земледелия США, а в настоящее время является помощником директора Почвенной службы министерства сельского хозяйства.

Свою книгу указанные авторы посвятили крупному американскому почвоведу Джеймсу Торпу, широко известному своими научными трудами по генезису и географии почв США, Китая и других стран. Такое посвящение как мы увидим далее, не является случайным.

Самой интересной и важной особенностью настоящей книги является попытка ее авторов связать генезис почв с новой американской системой номенклатуры и классификации. Эта особенность отражена прежде всего в общем названии книги («Генезис и классификация почв»), а также в ее структуре.

В переводе настоящая книга состоит из короткого предисловия авторов и 26 основных глав [1]. В предисловии сообщается, что книга рассчитана на широкий круг читателей, включающий не только студентов и аспирантов американских университетских колледжей, но также специалистов — почвоведов и географов, экологов и других лиц, связанных с науками о Земле. Авторы считают, что книга может быть использована планировщиками, специалистами по строительству дорог и т. п. В книге подчеркивается, что понимание генезиса и разработка классификации почв необходимы для эффективного планирования всестороннего использования земель. Почвоведение, по словам авторов книги, должно помогать людям благополучно жить в различных естественных экосистемах и избегать их разрушения.

Те 26 глав, на которые разделен текст книги, можно — несколько схематично — сгруппировать в четыре главных раздела:

1. Характеристика главных свойств почвы и их научное объяснение, основанное на генетическом подходе (главы 1—12).

2. Изложение принципов и содержания новой американской

---

[1] При переводе исключен пролог и приложение с характеристикой 10 конкретных типичных профилей почв США. В некоторых главах сделаны небольшие сокращения.

системы номенклатуры и классификации почв, произведенное на фоне рассмотрения истории всей классификационной проблемы в мировом почвоведении (введение и главы 13, 14, 25).

3. Сжатая характеристика самых крупных подразделений новой американской системы (порядков почв) с пояснениями их дальнейшего расчленения на подпорядки и большие группы почв (главы 15—24).

4. Сжатое изложение методов почвенной съемки и использования ее результатов в США (глава 26).

Мне кажется, что для советских специалистов наиболее интересен в этой книге второй раздел и его конкретизация в разделе третьем, то есть изложение современной американской системы и опыт ее использования для характеристики главных почв мира. Впрочем, важен и первый раздел, который знакомит с общетеоретическими вопросами почвоведения. Как будет показано ниже, толкование многих из этих вопросов нам близко. К сожалению, наименее содержательным оказывается четвертый раздел (методы почвенной съемки в США и использование ее результатов) главным образом ввиду чрезмерной краткости этой главы.

Уже из сказанного выше ясно виден общий генетический «настрой» настоящей книги, то есть стремление ее авторов положить в основу излагаемых положений те или иные представления о процессах, обусловливающих образование почв, и роли внешних факторов (среды) в развитии этих процессов. Я думаю, что такая важная и ценная особенность этой книги — результат многолетнего полевого, научно-исследовательского и педагогического опыта всех трех авторов. Непосредственная работа, то есть наблюдение и изучение свойств почв в различных географических условиях, неизбежно ставит перед исследователем основные вопросы генезиса почв и ведет его по «генетическому пути». Необходимость же давать научно обоснованные объяснения различных свойств почв для пытливой учащейся молодежи также стимулирует генетический подход к истолкованию всех вопросов почвоведения. С этой точки зрения ясно ощущаются большие и принципиальные различия между вышеуказанным генетическим «настроем» настоящей книги, особенно ясно выраженным в первом разделе, и совершенно иным — формально-прикладным характером тех материалов по новой американской системе номенклатуры и классификации почв, которые были опубликованы Почвенной службой Департамента земледелия США.

Вместе с тем нам представляется, что научная глубина генетического и строгость географического подходов авторов настоящей книги к разнообразным явлениям почвообразования

оказываются все же недостаточными. Это может явиться причиной многих критических замечаний советских читателей. Учитывая многолетний исследовательский опыт авторов и считая их ведущими представителями современной национальной американской научной школы в области почвоведения, я могу объяснить эту характерную особенность настоящей книги только одной причиной. Причина эта — недостаточная теоретическая разработка вопросов генезиса почв.

Конечно, такое утверждение нуждается в специальном объяснении, сущность которого сводится к следующему.

Во-первых, следует учитывать эмпирическую природу исторических корней почвоведения в США, зародившегося и развившегося на основе чисто практического подхода к выделению основных единиц почвенного покрова, так называемых почвенных серий.

Во-вторых, необходимо помнить об относительной молодости генетического подхода к изучению почв в США, интродуцированного в значительной мере извне, под влиянием русского (докучаевского) почвоведения.

В-третьих, существенное значение имеет большое своеобразие почв, свойственных территории США.

Приведем пояснения к вышесказанному.

В главе 13 («Принципы и история развития почвенных классификаций») авторы выделяют для США три основных периода. Ранний американский период, датируемый 1899—1922 гг., отмечен, как они пишут, «разработкой, скорее, технических, простых или однофакторных классификаций почв». Наиболее важной среди них была классификация М. Уитнея (1909), основной единицей которой служила почвенная серия, до сих пор используемая в США в качестве таксона низшего ранга. Центральной фигурой среднего американского периода был, согласно авторам этой книги, крупнейший почвовед США Марбут (Marbut, 1922, 1935), который, по их выражению, «распространял в Америке идеи Докучаева и его учеников», то есть общие научные концепции генетического почвоведения. «Этот замечательный человек, — указывается в настоящей книге, — может по праву считаться основателем американского почвоведения». Марбуту, в частности, принадлежит концепция «больших групп почв» — аналог генетических почвенных типов Докучаева — Сибирцева — Глинки, которая широко использовалась в США, вплоть до создания последней генетической классификации почв Болдуина, Келлога и Торпа (1938). Начало современного периода в развитии американского почвоведения авторы книги датируют 1951 г., так как «именно в это время было принято решение о необходимости создания новой клас-

сификации почв». Речь идет о той системе новой номенклатуры и классификации почв, которая излагается в настоящей книге.

Таким образом, можно констатировать, что основные научные идеи генетического (докучаевского) почвоведения стали известны в нашей стране значительно ранее, чем в США.

Интересно при этом отметить, что более ранние, хотя и более упрощенные представления о связи свойств почв с климатом и естественной растительностью собственного, то есть американского, происхождения (имеются в виду работы Гильгарда, Коффи), по признанию авторов настоящей книги, «не получили широкой поддержки и не были положены в основу действовавшей (в ранний американский период) программы почвенной съемки». О них вспомнили, и они были «подняты на щит» некоторыми американскими учеными только недавно.

Как хорошо известно, основные научные концепции докучаевского почвоведения зародились сто лет назад и были разработаны в нашей стране главным образом в результате изучения почв Восточно-Европейской равнины, то есть подзолов тайги, черноземов типичных степей, каштановых почв и солонцов сухих степей и т. д. На территории США точные географические аналоги соответствующих природных ландшафтов отсутствуют. Здесь как западные, притихоокеанские, районы Калифорнии, так и восточные, приатлантические, районы от Вашингтона до Флориды имеют ясно выраженные субтропические черты, и даже центральные районы прерий Великих равнин только в самых общих чертах могут быть сопоставлены со среднерусскими степями.

Несмотря на столь существенные природные, а следовательно, и почвенные различия, русские (докучаевские) почвенные стандарты были приложены к территории США без необходимых, как сейчас выясняется, коррективов. Очевидно, это произошло в силу большой значимости научных идей русской генетики почв. Последствия этого оказались противоречивыми. С одной стороны, русские идеи создали исходную научную основу для восприятия общего генетического подхода к изучению почв в американской науке; с другой — повлекли значительные трудности и противоречия при сравнительном истолковании свойств русских и американских почв.

Такая историческая ситуация наряду с традиционной приверженностью американских почвоведов к эмпирическому подходу, а также развитие новых методов более точного (количественного) определения свойств почв, определили решение о разработке в США двадцать лет назад новой системы номенклатуры и классификации почв. Как уже указывалось выше, такое решение стимулировалось также существующим разры-

вом двух основных групп таксономических единиц (почвенных серий и больших групп почв). Это был крутой поворот, сопровождавшийся совершенно намеренным отходом от генетических позиций школы Марбута (см. вышеупомянутые статьи Г. Смита, Ч. Келлога и др.). Однако отход этот не мог иметь необратимого характера, так как уже слишком глубоко — особенно в американских университетах — укоренились генетические основы современного почвоведения. Поэтому в методологических подходах, положенных в основу новой американской системы, ясно проявляется тенденция к совмещению эмпирического подхода к почвам с генетическим. Тенденция эта особенно характерна для университетского почвоведения в США, и ее ярким примером является настоящая книга.

Перейдем теперь к общему обзору содержания настоящей книги и обобщению наших редакционных примечаний к ней.

Как уже говорилось, характеристика главных свойств почв и их научное объяснение дается в настоящей книге в целом на генетической основе. Особенно интересно написаны, по нашему мнению, глава о составе почвы и его характеристике; глава о выветривании и почвообразовании; о материнских породах; о рельефе и его формах, как факторах почвообразования; о влиянии климата на среду формирования почвы и глава о биологических компонентах почвы и окружающей ее среды. Впрочем, в каждой из трех последних глав имеются, на мой взгляд, некоторые пробелы и упрощения. Так, рельеф как фактор почвообразования характеризуется в основном в орографическом (морфологическом), а не в геоморфологическом (морфогенетическом) плане, что не позволяет в дальнейшем рассмотреть теорию структур почвенного покрова, связь развития рельефа с эволюцией почв; взаимоотношение понятий «возраст рельефа» и «возраст почв» и т. д. В главе о влиянии климата несколько упрощенно рассмотрен вопрос о тепловом и водном режимах почв и, к сожалению, почти не затронут вопрос о взаимоотношении общего климата с микроклиматом и климатом почв. А между тем в классификации почв таким абстрактным показателям, как среднегодовая температура почвы (или воздуха) или среднегодовая влажность, придается важное диагностическое значение. В главе о биологических компонентах почвообразования недостаточное внимание, на наш взгляд, уделяется роли биологического кругооборота веществ и почвенной микробиологии и т. д.

В главе о морфологии почв излагается в основном американский опыт описания почвенных профилей. Весьма важным и ценным разделом этой главы является описание главных морфогенетических горизонтов почв, их определения и осо-

бенно характеристика диагностических горизонтов, используемых в классификации. Для последних применяется новая терминология, имеющая важное значение для номенклатуры почв. Эта глава в целом генетическая. Однако определенным пробелом в ней является недостаточное рассмотрение вопроса о взаимной связи (обусловленности) морфогенетических горизонтов, образующих полный генетический профиль почв.

Глава о микроморфологии почв написана на основании работ австралийского микроморфолога Бруера. По нашему мнению, было бы важно шире использовать основополагающие труды Кубиены и его учеников, а также работы французских и советских микроморфологов.

Глава «Время как фактор почвообразования» посвящена интересной и важной, но еще слабо разработанной проблеме почвоведения. Хорошо, что авторы рассматриваемой книги настойчиво выдвигают эту проблему, а также сообщают интересные американские палеопедологические материалы. Вместе с тем глава содержит спорные и неясно поставленные вопросы. В частности, при безусловно правильной с принципиальной точки зрения «апелляции» к геоморфологическим концепциям В. Дэвиса, В. Пенка, Л. Кинга, а также при использовании новейших изотопных данных, применение этих концепций и данных в интересах почвоведения, по нашему мнению, произведено недостаточно последовательно.

Особо следует остановиться на изложенных в книге генетических определениях и представлениях. Во введении даны сжатые определения «некоторых основных понятий почвоведения», изложенные, безусловно, в генетическом плане. Приведенные здесь определения («почвообразовательные процессы», «генезис почв» и т. д.) весьма полезны и в основном, по моему мнению, не расходятся с принятыми в нашей стране. Но вероятно, этих двенадцати основных понятий недостаточно для полного охвата предмета. Рассмотрение в этой же главе почвы «как анатомического объекта», а также обзор методов исследования почв хотя и основаны на генетическом подходе, но излишне, на мой взгляд, формализованы.

Очень важное значение имеет глава о почвообразовательных процессах. Интересно отметить безусловное идейное «сродство» главного содержания этой главы с концепцией элементарных почвенных процессов, выдвинутых в курсе «География почв с основами почвоведения» И. П. Герасимова и М. А. Глазовской (1964), а позднее развитой мною в отдельных статьях.

Стремление рассматривать почвообразование как определенные сочетания специфических процессов и явлений представляется нам, бесспорно, прогрессивным, подкрепляющим гене-

тические позиции авторов. Это стремление прослеживается и далее, в главах книги, посвященных характеристике порядков почв, хотя именно там оно входит в противоречие с жесткими и формальными рамками американской классификации почв. И хотя можно спорить с авторами относительно состава процессов (чрезмерно широкого) в их схеме, а также трактовки некоторых из этих процессов, тем не менее хочется выразить глубокое удовлетворение фактом использования этой концепции.

Еще одна глава — «Влияние среды, внешние факторы почвообразования» — нам кажется самой спорной. В частности, наиболее важная тема этой главы — «связь факторов почвообразования с почвенными процессами», — по существу, раскрыта слабо.

Переходим теперь к рассмотрению второго раздела книги, посвященного изложению принципов и содержания современной американской системы номенклатуры и классификации почв. Как указывалось выше, эта характеристика дается на фоне истории всей классификационной проблемы в почвоведении, изложенной, однако, довольно схематично. Так, очень слабо раскрыт тот исторический фон, на котором возникло докучаевское почвоведение в нашей стране, явившееся плодотворной альтернативой западноевропейской агрогеологии и агрикультурхимии и американскому эмпирическому направлению; не рассказано о влиянии докучаевского почвоведения на дальнейшее развитие западноевропейских школ почвоведения и не охарактеризованы сами эти школы. Правда, этот лапидарный исторический материал существенно дополняется далее в главах «Принципы и история развития классификации почв» и «Современные системы почвенных классификаций».

Именно в этих главах, по нашему мнению, особенно ясно выступает двойственность и вызванная ею непоследовательность содержания рассматриваемой книги. С одной стороны, авторы не отказываются от генетического подхода к объяснению главных свойств почв, а с другой — проявляют приверженность к новой американской системе. Так, при характеристике вышеуказанных американских периодов в разработке классификации почв сделан сильный акцент на критику даже не столько теоретических взглядов Марбута (в основном генетических), сколько на критику последней американской системы классификации почв, основанной на «марбутовских» принципах (Болдуин, Келлог, Торп, 1938 г.). Эта критика служит здесь оправданию введения новой системы. При этом период разработки этой последней системы назван «количественным», как бы вынужденным общим поворотом науки от «качества»

к «количеству». В этих же главах приводятся сжато характеристики ряда различных «неамериканских» систем классификации почв, которые, однако, не сопоставляются с современной американской. Наиболее подробно изложена советская система, а также французская и новейшая система мировых почвенных единиц ФАО — ЮНЕСКО.

Выше указывалось, что очень ясно и подробно в книге изложена основная логика новой американской номенклатуры и классификации почв. Однако аргументы в ее пользу имеют в основном декларативный характер. Между тем географо-генетические пробелы и недостатки новой американской системы классификации почв отчетливо выступают в той или иной форме в последующих главах настоящей книги, в которых характеризуются главные таксономические единицы этой системы, порядки и подпорядки почв.

Здесь прежде всего описываются энтисоли, то есть все слаборазвитые почвы, без каких-либо диагностических горизонтов. Как следует из описания, они находятся в таком состоянии вследствие совершенно различных причин — эрозии, накопления аллювия, вулканического пепла, устойчивости материнских горных пород к выветриванию; антропогенного влияния, например перекапывания (что авторы не считают нужным учитывать). Далее идут вертисоли, то есть почвы, подверженные периодическому разбуханию и сжатию. Как указывают сами авторы, сюда включаются многие представители совершенно других порядков почв, например инсептисолей, моллисолей, альфисолей и др. (т. е. почв с проявлением свойств разбухания), что обусловливает генетическую неоднородность всего порядка. Инсептисолями называются слаборазвитые почвы; их почти единственным общим признаком является процесс выщелачивания и некоторое отличие от материнских пород (горизонты альбик и охрик), что не убеждает в их генетической самостоятельности.

Очень большой порядок почв составляют аридисоли, охватывающий в основном почвы пустынь. Однако хорошо известно, что природа пустынь мира крайне многообразна (лёссовые, каменистые, песчаные, глинистые), что обусловливает большое различие соответствующих почв (сероземов, серо-бурых почв, такыров, гипсовых, карбонатных, железистых кор и т. д.). Их объединение в один порядок, на наш взгляд, генетически не оправдано.

Следующим большим порядком почв являются моллисоли, то есть почвы, развивающиеся под травянистыми формациями (степями, прериями, полупустынями). Их главный признак — формирование гумусового горизонта (меланизация) при посто-

янстве минеральной части профиля. Впрочем, этот последний признак быстро нарушается при генетических характеристиках конкретных представителей моллисолей; здесь упоминается и лессиваж, оподзоливание и даже засоление и осолодение. Тем самым генетическая целостность моллисолей нарушается.

Очень важными порядками в новой американской системе являются сподосоли и альфисоли. Первые из них выделяются на основании развития горизонта В, обогащенного полуторными окислами и гумусом; вторые — наличием осветленного горизонта A_2. Поэтому в качестве типичных сподосолей фигурируют иллювиально-гумусо-железистые подзолы (на песках), а в качестве типичных альфисолей те, которые в Западной Европе называются «лессиве» и «псевдоглеем» (то есть псевдоподзолистые — по нашей терминологии). Явно ошибочными в этом разделении являются обособленные толкования иллювиальных (В) и элювиальных (A_2) горизонтов генетического профиля почв, которые в своем развитии взаимосвязаны и взаимообусловлены. Поэтому в порядок сподосолей включаются на равных правах «гигантские подзолы Суринама», субтропические «псевдоподзолистые» почвы Калифорнии; «карликовые» подзолы Аляски; таежные подзолы Сибири; верещатниковые микроподзолы Западной Европы и т. д. При характеристике этих почв объединяется в главный признак наличие цементированных горизонтов (ортштейнов, оруденелых горизонтов, фраджипэнов). При характеристике альфисолей явно смешивается процесс образования типичных подзолистых горизонтов с осветлением верхней части профиля псевдоподзолистых (псевдоглеевых) почв, в основном обусловленных поверхностным оглеением.

Большинство субтропических и тропических почв в американской системе объединены в два порядка: ультисоли (ненасыщенные лесные почвы) и оксисоли (почвы тропиков). Для объяснения их различий выдвигается представление о различном абсолютном возрасте этих почв (внеледниковых в первом случае и развитых на якобы самых древних элементах рельефа — во втором). Однако наибольшую генетическую неопределенность в характеристику этих почв вносит смешение кор выветривания аллитно-ферраллитного состава, лишенных развитого почвенного слоя (в силу эрозии), с более или менее развитыми почвами (желтоземами и красноземами), сохранившимися на этих корах.

Недостаточно в генетическом отношении охарактеризован и порядок гистосолей, то есть торфяных болотных почв.

Каждый из перечисленных порядков почв разделен на подпорядки и большие группы (в другом систематическом значении, чем большие почвенные группы Марбута). В ряде случаев

такое разделение использует системы диагностических горизонтов (наличие или отсутствие их, степень развития), то есть более или менее генетический принцип. Однако это разделение постоянно смешивается на тех же таксономических уровнях, с использованием формальных (количественных) или таких «внешних» показателей, как, например, среднегодовые температуры почв (или воздуха) и их влажность. Использование этих последних показателей идет еще далее так называемого факторного разделения (не по свойствам почв, а по внешним факторам почвообразования) почв, так как частично оно основано на статистически осредненных свойствах (например, среднегодовых температурах).

Закономерным результатом формального истолкования порядков и подпорядков почв, а также больших почвенных групп в новой американской классификации является ее сложность и определенная искусственность. Это особенно наглядно показывает таблица сопоставления порядков почв в новой американской классификационной системе с большими группами почв в модернизированной «Марбутовской классификации» (Baldwin, Kelloogg, Thorp, 1938), составленная авторами книги.

Порядки	Большие группы 1938 г
Энтисоли	Азональные почвы, некоторые гумусово-глеевые почвы
Вертисоли	Грумосоли
Инсептисоли	Вулканические почвы андо, кислые бурые, некоторые бурые лесные, гумусо-глеевые
Аридисоли	Пустынные, красновато-пустынные, сероземы, солончаки, некоторые бурые (щелочные) и красновато-бурые почвы, ассоциированные с ними солонцы
Моллисоли	Каштановые, черноземы, бруниземы, рендзины, некоторые бурые и бурые лесные, ассоциированные с гумусово-глеевыми и солонцами
Сподосоли	Подзолы, бурые подзолистые почвы, подзолы на грунтовых водах (глеевые подзолы)
Альфисоли	Серо-бурые подзолистые почвы, серые лесные почвы, бескарбонатные бурые почвы, деградированные черноземы, ассоциированные с ними планосоли и полуболотные почвы
Ультисоли	Красно желтые подзолистые почвы, красновато-бурые латеритные почвы и ассоциированные с ними планосоли и полуболотные почвы
Оксисоли	Латеритные почвы, латосоли
Гистосоли	Торфяные болотные почвы

В ней объединяются (или «разрубаются») в так называемые порядки совершенно различные — в географическом и генетическом отношениях — типы почв, формирующиеся в различных природных условиях. Это делается по чисто формальным признакам, якобы «объективизирующим» подходы к почвам.

Недостатки современной американской классификации почв ясно проявляются также в тех указаниях на практическое использование различных «порядков» почв, которые приводятся в каждой описательной главе. Эти указания слишком общи и часто повторяют друг друга.

Представляют особый интерес две последние главы книги: «Почвы в ландшафте и почвенные ландшафты» и «Интерпретация почвенных классификаций и карт». В них излагается американский опыт полевого почвенного картирования и практического использования почвенных карт (главным образом на уровне «почвенных серий»). Опыт этот в значительной степени, соответствует советскому; имеются, естественно, и существенные отличия в силу социально-экономического различия наших стран и традиций национальных научных школ по почвоведению.

Итак, эта книга прочитана, и следует как-то суммировать впечатления, которые она производит. Самым важным среди них является весьма исчерпывающее ознакомление (почти из первоисточника) с сущностью и логикой современной американской системы номенклатуры и классификации почв. Она представляет собой очень важное новое явление в мировом почвоведении; во всяком случае, она настойчиво внедряется в практику современных почвенных исследований в США и в ряде других зарубежных стран. Очень существенным является то обстоятельство, что ознакомление это проводится последовательно (с «азов» почвоведения, то есть со свойств почв, изучаемых современными методами) и, я бы сказал, максимально «одухотворено» — в американском масштабе — потенциальным генетическим «настроем» книги, вытекающим из многолетнего исследовательского и педагогического опыта ее авторов. Не менее полезно ознакомление с американским опытом описания почвенных профилей и их диагностирования на основании выделения определенных горизонтов («диагностических»). Этот опыт надо учитывать в наших исследованиях. И вместе с тем книга ясно показывает, что главной «силой» и движущим «началом» любой естественно-исторической науки является максимальная естественность всех ее постулатов и представлений, основанных на все более глубоком проникновении исследовательской мысли в сущность природных процессов, образующих изучаемые тела и явления. Когда эта «сила» оказывается не-

достаточной или намеренно или случайно отодвинутой на «второй» план, то это никак не компенсируется ни декларациями о новейших технических методах исследования, ни приматом «количественного» подхода над «качественным». Таким образом, всестороннее использование новейших методов и всемерное поощрение количественного подхода являются прогрессивными тенденциями, если они базируются на фундаментальной научной основе. Ознакомление с тем, как эти тенденции реализуются в современном американском почвоведении, составляет важный результат прочтения настоящей книги.

Академик И. П. Герасимов

ПРЕДИСЛОВИЕ АВТОРОВ

В настоящей книге излагаются основные положения науки, называемой почвоведением. Главная цель книги — пробудить интерес у студентов и почвоведов к изучению почв в природе и дать возможность ознакомиться с литературными источниками как дополнительной информацией. Наша книга представляет собой очередную ступень в ряду обзорных работ по морфологии, генезису и классификации почв и может служить ориентиром во все растущем потоке терминологии и информации.

Почвоведение сейчас находится на очень важном этапе. «Взрыв информации» в различных областях науки о почве дал нам возможность лучше изучить почвы и перейти от качественных к количественным их определениям. Признание и использование современной системы классификации почв породили новые концепции и новую номенклатуру. Использование же данных почвенной съемки, конечного результата нашей классификации, стало более разнообразным, в частности, благодаря применению ее результатов для оценки земель и изучения их свойств, особенно в несельскохозяйственных сферах.

До сих пор студенты колледжей или лица, самостоятельно изучающие в США почвоведение, еще не имели современного краткого изложения основных положений науки в виде конспекта или учебника. Мы написали такую книгу и надеемся, что она будет одинаково полезна аспирантам, студентам старших курсов, специалистам — почвоведам, географам, экологам — и всем тем, кто интересуется или связан с проблемами почвенных ресурсов. Мы убеждены также, что некоторые разделы нашей книги могут быть полезны специалистам, занимающимся планированием, размещением зон отдыха и строителям дорог. Понимание генезиса и классификации почв необходимо для разумного планирования и использования территории. Почвоведение может помочь людям научиться успешно существовать в разных экосистемах и получать все необходимое от них, не нарушая эти системы.

Мы стремились оценить основные направления в почвоведении как в настоящем, так и в прошлом и поделиться своими знаниями. Мы глубоко благодарны многим людям, оказавшим нам помощь в подготовке этой книги, и, естественно, несем ответственность за ее недостатки.

* * *

В 1961 г. академик Герасимов посетил Висконсинский университет и подарил одному из нас книгу «Основы почвоведения и географии почв», которая была написана им и М. А. Глазовской. Для нас было большим удовольствием ответить в 1973 г. посылкой академику Герасимову нашей книги на английском языке, тотчас после ее публикации. Один из нас, Ральф Дж. Мак-Крекен, имел возможность изучать основы почвоведения в СССР и обсуждать систематику и классификацию почв с советскими почвоведами и географами во время своего визита в Москву по линии научного обмена. Результаты этого исследования и этих дискуссий отражены в соответствующих главах данной книги.

Для нас является честью тот факт, что эта книга теперь переведена на русский язык и опубликована в издательстве «Прогресс», в стране, где родилась наука почвоведение.

Мы надеемся на продолжение научного обмена между почвоведами СССР и США.

С. У. Боул, Ралей, Северная Каролина
Ф. Д. Хоул, Мэдисон, Висконсин
Р. Дж. Мак-Крекен, Вашингтон

ГЛАВА 1

ВВЕДЕНИЕ

Генезис почв — это раздел науки о почве (называемый иногда собственно почвоведением — «pedology», особенно при обсуждении классификации почв), рассматривающий факторы и процессы почвообразования. Он также включает описание и интерпретацию почвенных профилей и почвенного покрова на земной поверхности. Обычно под объектом исследования понимаются почвы, развитые на поверхности суши, но некоторые почвоведы сильно расширяют его за счет подводных образований, населенных растениями и животными. В ранних геологических работах рыхлые отложения отождествлялись с почвами. В результате возникли ошибочные, с нашей точки зрения, общие термины, такие, как «ледниковые», «лёссовые», «коллювиальные» почвы. Из них только термин «аллювиальные почвы» прочно закрепился в научной литературе.

Генезис почв изучает развитие почв из геологического субстрата, такого, как гранит, известняк, морена, лёсс, коллювий и аллювий. Поскольку почвы развиваются из таких геологических образований, то их и называют «почвы на морене, на лёссе, на коллювии» и т. д., причем для генезиса почв важен не весь комплекс геологических образований, а лишь их верхняя часть, содержащая органическое вещество или еще каким-то образом измененная гипергенными процессами. Генезис почв слагается как из выветривания поверхностных покровных отложений, так и из трансформации органических компонентов.

Генезис почв включает изучение почв и их эволюции как в природных единицах (Pomerening, Knox, 1962), так и (Taylor, Pohlen, 1962) в единицах сложности мозаики ландшафтов.

Термин «почвоведение»[1] (Editorial Staff, 1940; Gibbs, 1955; Leeper, 1953, 1955; Northcote, 1954) использовался в качестве

[1] По-английски — «pedology»; термин происходит от греческого «педон», земля + «логос», слово (учение, наука). Созвучно с «paedology», где «педо» («paido») — мальчик + «логос», то есть наука о развитии детей.

общего названия науки о почве (Sigmond, 1938) и в узком смысле как синоним «генезиса почв» (Виленский, 1957). Генезис почв является основным содержанием концепции почвы как «целостного природного тела» (Cline, 1961). Эта концепция способствовала выделению в качестве основных разделов почвоведения химии, минералогии, физики почв, почвенного плодородия и других. Важнейший раздел почвоведения — «генезис почв» — можно сравнить с системой мостов, соединяющих восемь островов, называемых химией, физикой, минералогией, биологией, климатологией, географией почв и сельским хозяйством. Положение почвоведения на стыке наук определяет необходимость его изучения как при подготовке различных специалистов, так и при решении проблемы экологии человека.

Несмотря на свое особое «межотраслевое» положение, генезис почв был предметом изучения преимущественно в сельскохозяйственных колледжах. Понимание почв во многом складывалось из наблюдений почвоведов-практиков при почвенной съемке. Именно важность почвенных карт для практики всегда привлекала внимание инженеров и экономистов, которые составляют ряды людей, использующих почвенную карту и интересующихся генезисом почв.

Историческое развитие теории генезиса почв. Исторический подход к науке весьма плодотворен и раскрывает сущность научного метода. Рассматривая историю генезиса почв и давая перспективную оценку современным концепциям, мы все больше убеждаемся в динамичности нашей науки.

Аристотель (374—322 гг. до н. э.) и его последователь Теофраст (382—287 гг. до н. э.) рассматривали почвы как субстрат для питания растений. Аналогичные взгляды были высказаны римскими писателями Катоном Старшим (234—149 гг. до н. э.), Варроном (116—27 гг. до н. э.), Вергилием (70—19 гг. до н. э.), Колумеллой (около 45 г. н. э.) и Плинием Старшим (23—79 гг. н. э.).

В 1563 г. Бернар де Палисси (1499—1589) в своем труде «О различных слоях в сельском хозяйстве» писал о почве как источнике минерального питания растений. В 1629 г. ван Хельмонт предположил, что питание растений происходит только через воду. В начале XIX в. А. Таэр высказал гипотезу о том, что растения потребляют непосредственно разлагающееся органическое вещество. В 1840 г. фон Либих (Von Liebig, 1803—1873) опубликовал «Химию для сельского хозяйства и физиологии», где он отказался от гипотезы потребления корнями растений органических веществ и разработал теорию минераль-

ного питания растений, предложив использование минеральных удобрений Почву он считал пассивным резервуаром элементов минерального питания. В середине прошлого столетия рядом немецких ученых, в том числе Раманном[1] и Фаллу, была создана агрогеология, рассматривавшая почвы как выветрелое, слегка выщелоченное поверхностное геологическое образование. Вместе с тем Фаллу предложил отделить «почвоведение» как теоретическую геологическую науку о почве от «агрологии» — практической агрономической науки о почве.

В России Ломоносов (1711—1765) впервые предложил считать почвы эволюционирующими, а не статическими телами. В 1883 г. В. В. Докучаев (1846—1903) опубликовал отчет о полевом исследовании черноземов. Он разработал и применил морфологические принципы изучения и описания почв, выделил главные почвенные группы[2], создал первую научную классификацию почв, заложил основы методов полевого и камерального почвенного картографирования. Докучаеву принадлежит создание учения о генезисе и географии почв. В 1886 г. Докучаев предложил использовать слово «почва» в качестве научного термина для «тех горизонтов породы, в которых непрерывно или почти непрерывно происходят различные изменения под совокупным воздействием воды, воздуха и различных видов организмов, как живых, так и мертвых» (Виленский, 1957). Позже В. В. Докучаев определил почву как самостоятельное развивающееся природное тело, образованное под воздействием пяти факторов, среди которых наиболее важным он считал растительность[3]. К. Д. Глинка (1867—1929) и С. С. Неуструев (1874—1928) вновь подчеркнули концепцию почвы как поверхностного целостного тела или коры выветривания с зональными признаками, соответствующими климатическим зонам[4]. В. Р. Вильямс (1863—1939) развивал теорию генезиса почв как биологического, а не геологического процесса. Он подчеркивал, что круговорот веществ в системе растения — почвы (вынос

[1] Раманн — после ознакомления с трудами русских почвоведов — стал почвоведом-генетиком; он написал учебник «Почвоведение» (1911) и книгу «Эволюция и классификация почв» (1928) с использованием принципов докучаевского почвоведения. — *Прим. ред.*

[2] В. В. Докучаев и Н. М Сибирцев их назвали генетическими типами почв. — *Прим. ред.*

[3] Развитие и сущность научных идей В. В Докучаева авторами изложены неточно. Как известно, В. В. Докучаев уже в самых своих первых работах выдвинул концепцию о почвах как об особых поверхностных природных образованиях, формирующихся под совокупным воздействием климата, растительности и животных на материнскую горную породу. — *Прим. ред.*

[4] К. Д. Глинка и С. С. Неуструев не «вновь» подчеркнули докучаевскую концепцию, а углубили и расширили ее. — *Прим. ред.*

растениями питательных веществ и возврат их в почву с листьями, подстилкой и отмершими корнями) прогрессивно повышает плодородие почвы и что более плодородные почвы развиваются под травяными растительными формациями. П. Е. Мюллер в 1878 г. создал монографию о почвенном гумусе, осветив биологические особенности формирования лесных почв. В 1912 г. К. К. Гедройцем была создана теория катионного обмена в почвах.

В США Е. В. Гильгард (1833—1916), известный геолог и почвовед, опубликовал работы о засоленных почвах и о зависимости развития почв от климата (Hilgard, 1892). «Он увидел в грунтах вокруг ферм богато вышитые узоры различных земель, строение которых заслуживало глубокого научного исследования» (Jenny, 1961*а*). Им было выполнено фундаментальное исследование засоленных почв. В этом труде «понимание Е. В. Гильгардом рельефа, роли грунтовых вод, выветривания, процессов засоления, потребностей растений и сельскохозяйственного опыта — в том числе орошения и дренажа — представляло собой редкий, теперь единый целенаправленный подход». В шестидесятилетнем возрасте им была опубликована работа о связи почвы с климатом (Hilgard, 1892). К. Ф. Марбут (Marbut, 1863—1935), будучи директором Почвенной службы США, ознакомился с работой Глинки в немецком переводе и привлек к ней внимание американских почвоведов (Krusekopf, 1942). Чарлз Е. Келлог (род. в 1902 г.), сменивший Марбута на посту директора Почвенной службы США, вместе со своими сотрудниками продолжал развивать классификацию почв на основах, заложенных Докучаевым и Глинкой (Soil Survey Staff, 1951, 1960) [1].

Ганс Йенни (H. Jenny, 1941) создал прекрасную работу о факторах почвообразования, определяющих развитие почв. Он отмечал невозможность количественной оценки процессов почвообразования без достаточного количества данных, которых в то время было еще очень мало.

Во всем мире география и генезис почв развивались на основе почвенной съемки. Особенно активно это происходило в СССР, Австралии, Новой Зеландии, Европе и бывших британских колониях.

Перспективы развития учения о генезисе почв. «Нужен гений, чтобы создать объект — специальную область человеческой

[1] Это справедливо только для первых работ R. Келлога. Позднее он отошел от докучаевских принципов и был одним из главных организаторов работ по новой американской классификации почв. — *Прим. ред.*

мысли... Нужен особый ум, чтобы анализировать очевидное» (Whitehead, 1925).

Как мы уже говорили, если необходимо назвать только одного создателя почвоведения, то это В. В. Докучаев. Он понял почву как природное, организованное тело, развитое и развивающееся под влиянием факторов почвообразования. Условия почвообразования, и в том числе деятельность современного человека, определяют развитие почв, и в то же время сама почва во многом определяет особенности среды. Докучаев создал науку о генезисе почв не только благодаря своим необычайным способностям и энергии, как ученого, но и вследствие практической необходимости — ему было поручено правительством повысить плодородие черноземов и других степных почв России[1], где нередки были голод и засухи. Докучаеву удалось создать почвоведение благодаря тому, что он использовал существовавшие в то время прогрессивные научные взгляды.

Исследования почв до 1600 г. были теоретически элементарными. Примерно 4000 лет назад китайский инженер Ю классифицировал почвы по цвету и структуре (Thorp, 1936). Многие древнегреческие и древнеримские писатели описывали почвы как с теоретической, так и с практической точек зрения. Однако лишь в эпоху современной науки возник живой интерес к вопросам почвоведения. Индуктивное мышление, отчасти сдобренное верой в существование порядка в природе, стало основным путем выявления взаимосвязей между частными явлениями и общими закономерностями в ней. В то время как греки считали судьбу силой, контролирующей лишь трагические, торжественные или неизбежные события, современные люди, как правило, считают, что законы природы определяют научные факты (Whitehead, 1925). Обычный теперь процесс классификации почв небольших районов, а также целых континентов является ярким примером приложения общих принципов, основанных на частных наблюдениях.

Закономерности, выявленные Докучаевым с сотрудниками (Сибирцевым, Отоцким, Костычевым и другими), а также их предшественниками, например М. В. Ломоносовым, основывались на признании связи между многочисленными наблюдаемыми свойствами почв и общими научными идеями. Впервые эти взгляды были развиты в 70-х годах XIX в., и уже к 1900 г. они оформились в науку о почве, что и определило появление многочисленных специалистов в области почвоведения. Сегодня эта наука является одной из важнейших (Boulding, 1956).

[1] Царское правительство было безучастно к идеям и начинаниям Докучаева. Все исследования он проводил на средства общественных научных организаций — Вольного экономического общества и других. — *Прим. ред.*

Внимательному исследователю легче было сделать важное обобщение о зависимости развития почв от ряда факторов, и прежде всего климата, при работе на обширных территориях, например в России, где разнообразие и контрастность почвенных зон позволяли одновременно размышлять об их общих закономерностях и заниматься углубленным изучением почв.

Однако учение о генезисе почв развивалось, по-видимому, не слишком быстро, потому что «педосфера» не имела определенных свойств и градаций, как, например, литосфера, гидросфера или атмосфера. Педосфера является несколько неопределенной частью этих сфер, отличной от них вследствие их взаимодействия. Разнообразие почв также существенно затрудняло ее изучение.

Мы унаследовали от средневековья убеждение, что все во вселенной имеет свою тайну, которую можно раскрыть и рационально познать. Мы пришли к взгляду на природу не как на неопределенную субстанцию, но как на среду жизнедеятельности организмов. Поэтому для нас очень важным стало внимание к непрерывно происходящим изменениям в природе под их воздействием. Нередко почвоведу, изучающему почвенный разрез, задают вопросы: «Вы ищете нефть?» или «Вы ищете золото?». Однако благодаря широко распространенному убеждению, что научным исследованием выявляется истина, земледельцы высоко оценивают работу почвоведа и считают ее очень нужной.

Три этапа развития науки, выделенные Уайтхедом (Whitehead, 1925), могут быть обнаружены и в развитии учения о генезисе почв.

Этап I. Локализация во времени и пространстве. Основная процедура картографирования почв, то есть фиксации их положения в пространстве, является предпосылкой для развития представлений о генезисе почв. Описание почвенных профилей заключает в себе информацию о том, что такое почва и где она распространена. Локализация почв по отношению к факторам почвообразования, среди которых не следует забывать и время, является основным моментом на этом этапе.

Этап II. Классификация, определенная Уайтхедом, как классификация, находящаяся на «полпути от конкретности индивидуальных явлений к полной абстракции математических представлений». Было создано множество генетических и описательных классификаций. Все они изобилуют пестротой терминологии, употреблением как символов, так и синтетических терминов, заимствованных из классических языков и бытовых народных понятий (Wilde, 1953), причем используются и прилагательные и существительные. Разновидности (почвенные

фазы), виды (почвенные типы) [1] и различные более широкие группировки (большие почвенные группы в США и типы почв в СССР) служат мерой абстракции различных единиц, необходимой в почвенной классификации (Cline, 1949).

Этап III. Математические абстракции. Более высокий уровень абстракции возможен при использовании математических методов. Взаимосвязи почв и других явлений природы могут быть выражены с помощью статистики (Bidwell, Hole, 1963, 1964; Hole, Hironaka, 1960; Jenny, 1941, 1961b). Известный субъективизм и непостоянство суждений могут быть уменьшены или во всяком случае оценены таким образом, что факты могут говорить сами за себя, причем иногда весьма неожиданно [2].

Недостаточно установить современное определение почвы. Очень полезно бывает определить ее и с других точек зрения. Например, почва рассматривается как среда для произрастания растений. Такое определение неудовлетворительно, так как оно зависит от чего-то находящегося вне самой почвы. Более того, озера, океаны, живые сфагновые мхи и даже ледники являются средой для плесени, водорослей, лишайников, мхов или высших растений. Никифоров (Nikiforoff, 1959) выделяет почву как наиболее активную оболочку субаэральной части земной коры. Почва — неустойчивое единство, ее можно считать медленно двигающимся «водоворотом» или узким сегментом реки из минеральной и органической жизни. Она является турникетом, через который проходит бесконечная процессия атомов. Почва — природное тело, состоящее из органического и минерального вещества, изменяющееся в соответствии с климатом и живыми организмами. Эти изменения отражают генезис почв.

С генетической точки зрения неважно, растут ли на почве растения или из нее получают песок для литья или китайскую глину [3]. Мы рассматриваем почву как комплекс полезных при-

---

[1] Вероятно, здесь в употреблении терминов species (soil tipes) какая-то неясность: species — обозначает вид, а не тип. — *Прим. ред.*

[2] Вряд ли можно согласиться с авторами — с их таким прямолинейным отождествлением принципов формальной математической логики с эффективным использованием диалектического индуктивного и дедуктивного подходов к теории современного генетического почвоведения. Как было показано во введении, методология нашей науки имеет многие важные и специфические особенности. — *Прим. ред.*

[3] С таким утверждением согласиться никак нельзя, так как любая почва отличается от почвообразующей породы наличием взаимодействия растений и почвенной фауны с минеральным субстратом в различных климатических и гидрологических условиях. Поэтому ни песок, ни китайская глина не могут считаться почвами. Такое утверждение противоречит и ряду положений, изложенных самими авторами о почвах, как особых природных телах. — *Прим. ред.*

родных тел, связанных друг с другом факторами почвообразования или какими-либо явлениями, разными способами, позволяющими ее оценить или измерить. Вместе с тем почвенная съемка имеет генетическую основу в отличие от работ по оценке земель при чисто практическом подходе.

Многие почвоведы сравнивали почву с животным, проводя параллель между кормлением животного и внесением в почву органических и минеральных удобрений. Превращение удобрений в почве сопоставляется с пищеварением, потеря вещества путем выщелачивания или выделения газообразных продуктов почвообразования — с выводом отработанных продуктов из организма и дыханием. Можно сказать, что водораздельные почвы при наличии эрозии при сносе материала дают начало развитию долинных или аллювиальных почв со многими признаками, унаследованными от «материнской» почвы. В этом смысле почва может «дать потомство» или «вырасти». Разделение почв на молодые, зрелые и дряхлые аналогично дэвисовской классификации (Davis, 1902) рельефа на молодые (юные), зрелые и старые формы [1].

Геологи считают почву поверхностной оболочкой геологических тел, через которую проходят все отложения, начиная от эродируемой породы до рыхлых осадков, аккумулирующихся в океанах. Химики, подобно Либиху (Liebig, 1840), рассматривают почву как колбу или трубку, в которой природой заложены минеральные компоненты почвы, а человеком вносятся удобрения с целью повышения производительности растений. Для физиков почва — масса с характеристиками и поведением, целиком зависящими от температуры и влажности. Экологи видят в почве часть окружающей среды: ее свойства определяются живыми организмами, хотя и сама почва довольно сильно влияет на их существование. Земледельцы и промышленники воспринимают почву как механизм, главные части которого — корни и агрегаты — способствуют производству зерна и развитию животноводства. С точки зрения историков, почва — память прошлого. Артисты и философы видят в почве прекрасный, немного мистический источник сил, вызывающий рождение и смерть. Они смогли бы найти в почве простоту, если только во вселенной было что-нибудь, что могло бы послужить примером простоты. Почва — сплетение материалов и явлений, связанных с «факторами почвообразования».

Почвы можно назвать синтезографом — природным инструментом, регистрирующим все, что имело место в данной точке.

---

[1] Эта аналогия (так же как и с животными) весьма приближенна. — *Прим. ред.*

В почве могут находиться зерна кварца возрастом несколько миллиардов лет, свежие зерна кальцита, тысячелетние обломки глиняной посуды, органическое вещество, образовавшееся в почве пять тысяч лет назад, и лесная подстилка возрастом всего несколько недель. Задача, поставленная почвой почвоведу, — научиться прочитать все эти записи.

Некоторые основные понятия генезиса почв. Остановимся на ряде основных понятий, полезных для понимания генезиса почв.

Понятие первое. Современные почвообразовательные процессы действуют во времени и пространстве, что соответствует принципам униформитерианизма Хаттона, Плейфера и Лайла. В абиотические периоды развития Земли почв, в современном их понимании, не было. Породы выветривались и подвергались эрозии без участия живых организмов. Существовали «протопочвы», в том числе почвы, похожие на теперешние «самовспахиваемые» почвы [1]. С момента появления живых организмов на всей поверхности Земли, что произошло, по-видимому, в начале девона, под воздействием флоры и фауны развились различные почвы. Вулканическая деятельность и оледенения воздействовали на земную поверхность и, следовательно, на материнские породы в различных частях планеты. Эти явления действовали по тем же законам, что и сейчас.

Рассматриваемое понятие включает также представление о соответствии современных почвенных процессов (подзолообразования, латеритизации) более древним (Simonson, 1959).

Понятие второе. Разные режимы почвообразовательных процессов приводят к образованию различных почв.

Совершенно очевидно, что режимы почвообразовательных процессов отличаются не только внутренними соотношениями и интенсивностью, но и наличием уникальных процессов при определенных режимах. Например, почвы в районах с отрицательными температурами воздуха подвержены промерзанию в отличие от почв многих других районов.

Понятие третье. Почва и ее растительность изменяют процессы деградации земель.

Путем концентрации элементов питания и органического вещества на поверхности почвы растения компенсируют процессы их выноса и в значительной мере защищают почвы от эрозии. Некоторые почвенные горизонты, называемые «корами», защищают нижележащие, легко размываемые слои от эрозии.

[1] Вероятно, в этом случае имеется в виду рыхлящая деятельность корневых систем растений. — *Прим. ред.*

Разложение органического вещества может способствовать разрушению и элювиированию минерального материала.

Понятие четвертое. Глина[1] *образуется в почве.*

В почвах содержатся минералы, из которых при выветривании образуются слоистые силикатные глины; такие минералы называют «фабриками глины». Устойчивость почв к эрозии, рассмотренная в понятии третьем, дает временную возможность легковыветривающимся минералам превратиться в глину, а глине — синтезироваться из продуктов выветривания. По-видимому, глинистые частицы, составляющие многие глинистые сланцы, в значительной степени являются продуктами почвообразования.

Понятие пятое. В почвах образуются органоминеральные комплексы.

В ходе почвообразования гумусовые соединения вступают в сложные взаимосвязи с глиной. Дождевые черви ускоряют этот процесс; их называют «фабриками почвы» (Jacks, 1963).

Понятие шестое. В процессе почвообразования образуются определенные последовательные сукцессии почвы.

При последовательных сменах почвообразовательных режимов, воздействующих на материнскую породу, образуются ряды почв, имеющие определенные свойства. Понятие о стадиях развития почв включает представление о «молодых», «зрелых» и «дряхлых» почвах. Развиваются биопочвенные и катапочвенные стадии последовательных смен почв; в первом случае преобладают растительные сукцессии, во втором — выветривание и «деградация» почв [2].

Понятие седьмое. Генезис почв чаще бывает сложный, чем простой.

Простая почва развивается под воздействием одного преобладающего процесса, в качестве примера может послужить молодая почва на кварцевых дюнных песках. Взаимодействие минерального материала с органическим веществом при поселении «пионерной» растительности, является доминирующим процессом. Простые почвы встречаются редко. Сложная почва, как правило, формируется под влиянием не менее чем двух основных процессов.

Понятие восьмое. Почвенный покров земного шара в основном моложе третичного времени, а большая его часть моложе плейстоцена. Возраст почвенного покрова — показатель малой стабильности земной поверхности.

---

[1] Под глиной понимаются собственно глинистые минералы и частицы диаметром меньше 2 микронов

[2] Рассматриваемое понятие имеет несколько упрощенный характер. — *Прим. ред.*

Понятие девятое. Знание климата — необходимая предпосылка при изучении почв.

Русская биоклиматическая зональная концепция генезиса почв лежит в основе учения о почвах. Климат и живые организмы оставляют свой отпечаток на геологических отложениях в виде почв.

Понятие десятое. Знание истории плейстоцена — необходимая предпосылка понимания почв.

Изменения в климате, растительных ассоциациях, воздействие геологических агентов, колебания уровня моря, циклы ветровой эрозии и аккумуляции, происходящие в течение плейстоцена и продолжающиеся и поныне, по мнению Флинта (Flint, 1947), оказывают сильное влияние на материнские породы.

Понятие одиннадцатое. Существуют моменты резких изменений в скорости и степени взаимодействия почвы с окружающей средой.

Влияние внешних факторов на почву неодинаково, некоторые из них более интенсивны, другие менее.

Понятие двенадцатое. Знание генезиса почвы — основа ее рационального использования.

Влияние человека на факторы почвообразования может быть легко контролируемо и может правильнее планироваться на основе знания генезиса почв.

Понятие тринадцатое. Палеопочвоведение приобретает все большее значение в генезисе почв.

Несмотря на то что генезис почв связан прежде всего с современными условиями природной среды, он становится более ясным при учете прошлого.

Почва может исследоваться по меньшей мере в трех аспектах: как анатомический объект, как трансформатор энергии и как открытая система.

Почва как анатомический объект. Как Луи Агассиц (Louis Agassiz, 1807—1873) предлагал своим студентам изучать рыб с помощью точных зарисовок отдельных экземпляров, так Докучаев, Гильгард, Марбут, Келлог и другие учили исследовать почвы путем их тщательного описания (Marbut, 1935). Руководство по почвенной съемке (Soil Survey Manual, 1951), являющееся, по мнению Клайна (Cline, 1961), одним из выдающихся почвенных произведений нашего времени, представляет собой подробную инструкцию для описания почвенных профилей. Морфология почв описывает структуру и строение почвы. Морфология почв в целом и почвенного покрова изучена в настоящее время хуже, чем морфология почвенного профиля. Описания анатомии почвы являются фундаментальными, они снабжают нас сведениями не только о почвах, но позволяют восста-

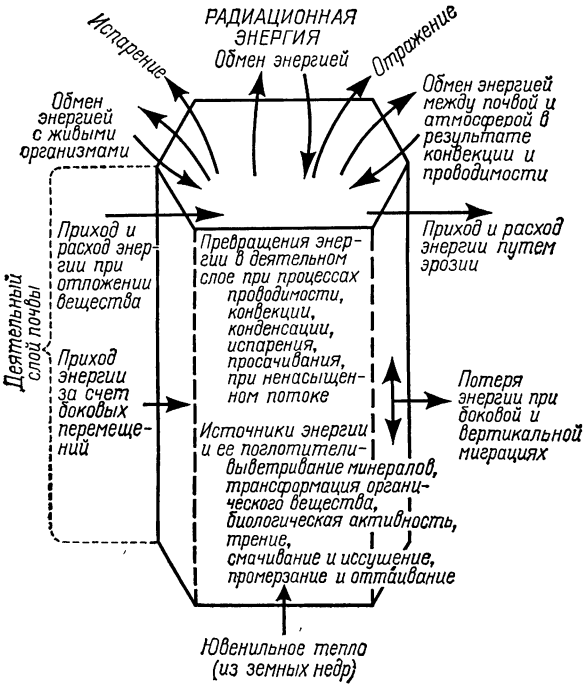


Рис. 1. Схематическое изображение источников энергии и преобразования энергии в деятельном слое почвенного педона.

навливать их генезис. Полевыми наблюдениями обычно характеризуется почва и ландшафт в определенный день и час. Бруером (Brewer, 1964) был предложен термин «педография», то есть «систематическое описание почв, базирующееся на полевых наблюдениях, образцах и шлифах, а также на данных, получаемых другими способами относительно размера, формы, строения и идентификации компонентов почвы».

Почвы как трансформатор энергии. Почва и ландшафт непрерывно меняются в физическом, химическом и биологическом отношениях. Физика исследует почвы и их растительный покров в отношении «преобразования энергии» как аккумуляторов и передатчиков солнечной энергии и энергии земных недр. Преобразование энергии реализуется в почве при увлажнении и высыхании, нагревании и охлаждении, эвапотранспирации, выветривании, эрозии (в том числе выщелачивания)

материала почвы и его переотложения (рис. 1) [1]. В почвенной системе особенно важен фотосинтез. Тепло и свет трансформируются с помощью эвапотранспирации, фотосинтеза и разложения. В эти процессы вовлечены такие мобильные компоненты, как газы, продукты миграции (в растворах и суспензиях) и биологические растворы. В выветривании преобладают экзотермические реакции, в деятельности организмов — эндотермические. В почве живые организмы и минералы связаны с подвижными продуктами. Между почвой и растениями протекают различные процессы обмена (Kuhn, 1963)[2].

Почва как открытая система. Почва представляет собой развивающееся единство. Она отражает в себе геологические, биологические, гидрологические и климатические факторы (рис. 2). Отдельные почвы и горизонты играют различную роль вследствие неоднородного распределения материала внутри и между ними. Некоторые почвы и горизонты обогащаются или обедняются теми или иными веществами. Верхний минеральный горизонт почвы под смешанным листопадным лесом обогащается основаниями, в то время как подпочва (горизонт В) ими относительно обедняется. Обмен веществом между почвами осуществляется с помощью ветра, воды и живых организмов. Некоторые почвы заполняют депрессионные ниши в ландшафте и выполняют роль аккумуляторов влаги, продуктов почвообразования и даже твердого эродированного материала в отличие от других почв в том же самом ландшафте. Почва или даже «сообщество почв» играет роль единого целого. Почва сохраняется в «устойчивом состоянии» благодаря: а) защитному покрову растительности или плотному верхнему горизонту или б) одинаковой скорости почвообразования и деградации. Процессы, происходящие в почвах, определяют приход и расход веществ, или их баланс. Определив почвенное тело с помощью карты, формулы, морфологической или структурной схемы и описаний, мы можем рассматривать почву как единое целое, существующее в системе сложных и динамических процессов, которые включают:

1) обмен между почвой и средой разными веществами, например водой, кислородом, углекислым газом, а также обмен внутри почвы, например катионами;

2) автоматический контроль, как, например, разбухание и

---

[1] Очевидно, следует термин «выветривание» понимать в данном случае широко — как совокупность процессов распада и синтеза минеральных и органических веществ — *Прим ред.*

[2] Вопросы энергетики почвообразования довольно полно рассматриваются в работах советских почвоведов (см., например, работы В. Р. Волобуева).

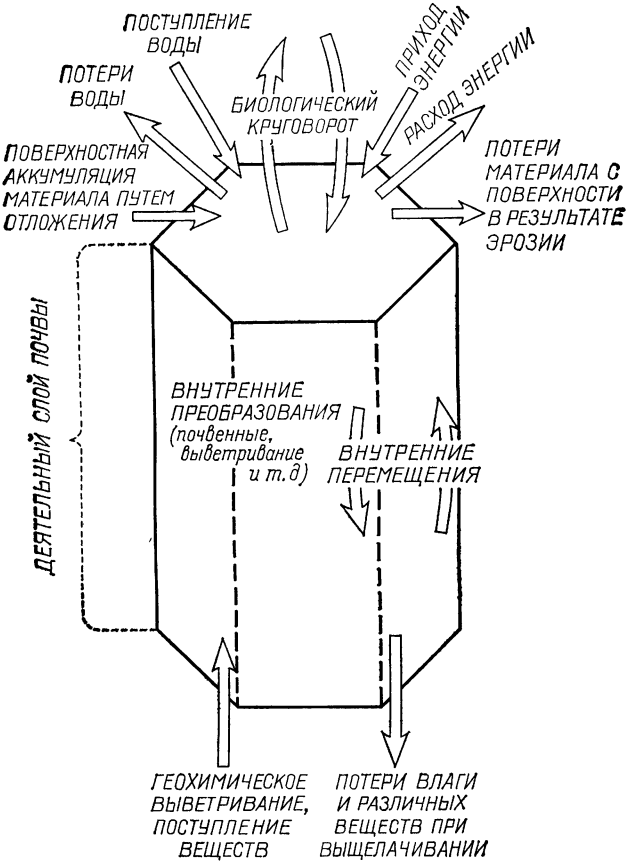


Рис. 2. Схематическое изображение деятельного слоя почвенного педона.

сжатие глинистой массы «самомульчирующихся» почв или замерзание и оттаивание тундровых почв [1];

3) создание и потребление новых органических и минеральных веществ. В почве образуются и циркулируют новые формы органических и минеральных веществ, которые в то же время частично вымываются за их пределы в субстрат.

Почва — это часть симбиоза; она является основой существования человека, растений и животных, удовлетворяя их потребности (Bidwell, Hole, 1965). Например, характер экосистемы

[1] Замерзание и размерзание типично и для многих других почв. — *Прим. ред.*

в южной части штата Висконсин определяет преобладание молочных коров и зерновых культур, а также широкое распространение сенокосов.

Почвы являются комплексами, которые мы еще не можем воспроизводить экспериментально. Климатрон в Выставочном саду в Сент-Луисе поддерживает различные климатические условия тропиков и субтропиков на относительно больших участках, но он не может быть базой для наблюдений за развитием почвообразования. Почва не остается неизменной, контрасты в факторах почвообразования не столь велики на этих участках, а времени с момента постройки климатрона прошло еще слишком мало, чтобы могли сформироваться определенные профили почв, соответствующие этим факторам. Вполне понятно, что можно провести лабораторные опыты в колонках под миниатюрными искусственными ландшафтами, однако такие опыты нам пока еще неизвестны.

Методы изучения генезиса почв. Несмотря на разнообразие подходов можно выделить четыре основных метода анализа.

Метод независимых переменных. Этот метод прост, если иметь дело с одним объектом в одно и то же время (Jenny, 1958). Предполагается, что постоянны все условия, за исключением одного. Примером могут служить участки дождевых тропических лесов в бывших французских колониях Экваториальной Африки, занятые после вырубки под поля сельскохозяйственных культур. В результате почва, находившаяся ранее во влажном состоянии, стала резко иссушаться во время сухого сезона, что привело к необратимой дегидратации полуторных окислов. В рассматриваемом случае был изменен климатический фактор: микроклимат над почвой и климат самой почвы. Опасность метода независимых переменных заключается в желании широко интерполировать обнаруженные закономерности. В нашем примере очевидно, что при уничтожении лесов в почвах возникают экстремные температуры, и при этом влажность далеко не всегда определяет необратимое затвердение почвы, иначе сельское хозяйство на Земле было бы почти невозможно.

Метод зависимых переменных. Почвенный комплекс рассматривается как функция переменных, каждая из которых может быть выражена как функция остальных. Таким образом получаем n уравнений. Преимущество этого метода — возможность обобщения и рассмотрения всей системы в целом. Результаты могут оказаться совсем нереалистичными. Например, если в результате анализа почв большого района будет выяснена их высокая вариабельность в связи с разнообразием

условий почвообразования, то окажется невозможным создать представление об исследуемом комплексе почв.

Метод макроанализа. Все разнообразие почв объединяется в макрогруппы, что является компромиссом между чрезмерной простотой метода независимых переменных и чрезмерной генерализацией метода зависимых переменных. Примерами макрогруппировок являются большие почвенные группы, почвенные ассоциации и катены, встречающиеся, например, в северной части центра США (Simonson, Riecken, Smith, 1952). Опасность метода заключается в возможности недооценки комплексности выделенных единиц и рассмотрении их как определенных стабильных целостностей.

Цифровой метод анализа. Полезным методом анализа почвенных данных является «ординация», то есть расположение единиц в одномерном или многомерном порядке (Curtis, 1959; Goodall, 1954). При таком методе исследователь собирает данные по интересующей его почве; далее каждая группа показателей располагается в порядке от 1 до 100, затем суммируются расположенные таким образом данные для каждой почвы (A) и сравниваются с аналогичными данными для другой почвы (B) с помощью формулы:

$$\frac{2w}{A+B} \times (100) = I \quad \text{(коэффициент сходства)},$$

где w — сумма меньших цифр в парах упорядоченных величин. С помощью матричных таблиц коэффициентов сходства и несходства ($100 - I$) можно построить двумерные дендрограммы или трехмерные модели рассеяния. В последнем случае почвы, сгруппировавшиеся в центре, называются центральными в отличие от почв периферических. В литературе появляется все больше данных об этом методе (Bidwell, Hole, 1964). Кроме своей ведущей роли в классификации почв, рассматриваемый метод может со временем превратиться в кибернетическую модель генезиса почв [1].

Почвенный профиль. Почвенный профиль понимается в настоящей работе как вертикальный срез через горизонты почвенного индивидуума. Почвенный индивидуум — это почва, которую можно определить свойствами профиля, причем сочетания свойств одинаковы на большом пространстве.

Определение и понятие. Полный почвенный профиль представляет собой вертикальный разрез значительной

[1] Выделение и противопоставление этих четырех методов «изучения генезиса» почв весьма спорно из-за неравнозначности данных методов. — *Прим. ред.*

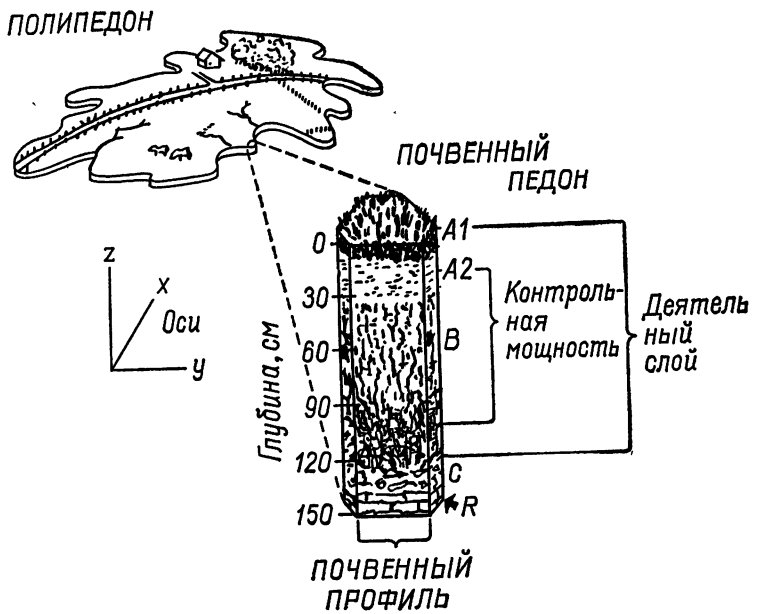


Рис. 3. Почвенный полипедон как естественная единица в ландшафте, характеризуемая положением, размером, уклоном поверхности, профилем и рядом других признаков.

части поверхностной оболочки Земли, включающий всю толщу, измененную почвообразованием за все время развития почвы, а также и более глубокие слои, влияющие на почвообразование (рис. 3). Почвенный профиль исследуется в свежевырытом разрезе, на обнажениях и во многих других местах. Практически широко исследуются неполные профили в относительно мелких разрезах, обнажающих лишь несколько почвенных горизонтов. Данные о почвах, собранные по неполным профилям, приобретают известную ценность, лишь будучи подкрепленными исследованиями полных профилей тех же почв.

Понятие «почвенный профиль» отличается от понятия «почвенный образец», так как оно подразумевает более чем один слой почвы, в то время как образец может быть взят только из определенного горизонта или из подпочвы.

Деятельный слой[1]. Деятельный слой — это неполный почвенный профиль, который проще всего можно определить

[1] Soil Solum — обычно переводится как «почвенный профиль», однако в данной работе он соответствует русскому понятию «деятельный слой», или «активный слой», «корнеобитаемая толща почвы». — *Прим. ред.*

как «генетическая почва, созданная факторами почвообразования» (Soil Survey Staff, 1962). Хотя это определение и является достаточно простым, но при исследованиях почв в поле оно вызывает много неясностей. Очень трудно бывает определить нижнюю границу деятельного слоя (Чижиков, 1968), хотя и были предложены некоторые условные определения (Soil Survey Staff, 1962). С практической точки зрения эта граница должна находиться недалеко от поверхности, так, чтобы почвовед-съемщик в своих маршрутных исследованиях мог бы проследить ее. Для производственных почвенных карт можно ограничиться изучением деятельного слоя небольшой мощности, всего в пределах не более метра от поверхности. Однако правильность интерпретации почвоведом — съемщиком почвенного покрова по неполным профилям зависит от его опыта и от количества просмотренных им профилей до нижней границы проникновения корней многолетних растений. Эту границу мы и считаем границей деятельного слоя. Главное различие между почвенными и геологическими образованиями заключается в наличии в первых живых корней и аккумуляций органических и минеральных соединений, образовавшихся в корнеобитаемом слое. Растения можно сравнить с насосом, перекачивающим ионы из почвы в свои надземные части и затем оставляющим их на поверхности почвы. Поэтому мы считаем, что любая часть земной коры, затронутая корневыми системами, преобразуется из геологического материала в почву.

Деятельную толщу трудно точно отграничить, не зная свойств, по крайне мере одного нижележащего горизонта, по которому можно было бы определить причины, лимитирующие более глубокое проникновение корней, или причины осаждения растворов, поступающих сверху. Например, если нижняя граница распространения корней определяется горизонтом вечной мерзлоты, то этот горизонт необходимо описать для более полного понимания особенностей деятельного слоя.

В заключение отметим, что наиболее целесообразное определение деятельного слоя следует связывать с глубиной распространения корней в почвенном профиле. Полное описание почвенного профиля не должно, однако, ограничиваться описанием деятельной толщи. Оно должно содержать описания одного или более нижележащих горизонтов.

Непрерывность почвы Почвы представляют собой трехмерные тела. Наиболее очевидна вертикальная непрерывность свойств почвы от дневной поверхности до глубины, где исчезают признаки почвообразования и материал уже не может рассматриваться как почва, а должен быть отнесен к гео-

логическому образованию. Боковая непрерывность представляет собой последовательность сопряженных почвенных тел в горизонтальном направлении (рис. 3).

Вертикальная непрерывность большинства почв определяется постепенным уменьшением количества гумуса с глубиной. Содержание глины обычно увеличивается до максимального в пределах верхних — 0,5—1,5 м, а затем снова уменьшается. Эти и другие изменения свойств почвы обычно постепенны; резкие переходы между горизонтами наблюдаются лишь в геологически слоистых отложениях, в почвах, нарушенных человеком, или в некоторых почвах с очень низкой биологической активностью.

Боковая непрерывность почв обычно также имеет постепенный переход (по осям x и y, рис. 3), за исключением тех случаев, когда неоднородны геологические отложения или сильно сказывается влияние человека.

Контрольная мощность. Контрольной мощностью называется часть почвенного профиля до определенной глубины, или интервала глубин, измеряемой сантиметрами.

В некоторых почвах нижняя граница деятельной толщи находится так глубоко или переход к нижележащему горизонту так постепенен, что почвы классифицируются, или картографируются, без полного представления об их профиле в целом. В США при проведении почвенной съемки контрольная мощность варьирует от 25 до 100 см для почв без текстурного (глинистого) горизонта В или 50 см при его наличии.

В районах с применением орошения или дренажа контрольная глубина — 100 см — не является достаточной для полноценного описания профиля и потому рекомендуется закладывать более глубокие контрольные разрезы. Однако во всех других районах при проведении почвенной съемки с практическими целями не следует тратить время на описание разрезов с глубиной более чем 1 метр. Это условное правило неприемлемо при изучении генезиса почв, однако в классификации некоторых почв широко используются описания контрольной мощности профилей.

Почвенный индивидуум — почва как трехмерный компонент ландшафта. Почва размещается в пространстве по вертикальной оси между дневной поверхностью и геологическим субстратом, а по горизонтальной оси почва распространяется вплоть до непочвенных образований, например, глубоких водоемов, ледников, скальных выходов и т. д. (рис. 3).

Почвенный индивидуум ограничен с боков другими индивидуумами и (или) непочвенными образованиями. Соседние почвы

отличаются друг от друга по мощности деятельной толщи. Например, почва *A* имеет нижнюю границу деятельной толщи — 61—100 см по оси. Соседние почвы имеют мощность деятельной толщи свыше 100 см, или меньше 61 см. Таким образом, каждая почва наблюдается, описывается и картографируется в поле на основании абстрактных понятий почвенного профиля и почвы, рассмотренных выше. Применив эти понятия, мы должны получить минимальный объем представлений или показателей для выделения почвенных индивидуумов. Что же является минимальным размером индивидуального почвенного тела?

Педон. Педон является наименьшим объемом, который можно рассматривать как индивидуальную почву. В руководстве по почвенной съемке педон определен следующим образом (Soil Survey Staff, 1960).

Педон — наименьший объем, который может быть назван почвой... Педон имеет три измерения. Его нижняя граница несколько неопределенна и условна, являясь границей между почвой и «не-почвой». Горизонтальное простирание достаточно велико, чтобы можно было исследовать природу имеющихся горизонтов, поскольку мощность их может колебаться вплоть до выклинивания горизонта. Площадь педона колеблется от 1 до 10 м^2 в зависимости от изменчивости горизонтов. Если горизонты прерывисты или цикличны в своем распространении или же регулярно повторяются на расстоянии 2—7 м, педон состоит из половины цикла.

Таким образом, каждый педон включает целую гамму вариаций горизонтов на небольшой площади. Если цикл оказывается меньше 2 м или если все горизонты непрерывны при одинаковой мощности, педон имеет площадь 1 м^2. Вместе с тем в этих пределах в каждом педоне укладывается вся гамма вариаций горизонтов. Форма педона грубо шестиугольная, и ни одно боковое измерение не должно сильно отличаться от остальных.

Итак, концепция педона оказывается шире, чем почвенного профиля. Она включает горизонтальное и вертикальное простирание почвы и вместе с тем ограничена объемом. Почвенный индивидуум редко может быть описан и определен иначе чем педон [1].

---

[1] Понятия «педон» или «полипедон» (или аналогичные им) не используются в советском почвоведении, хотя они обсуждаются. Приведенное выше определение «педона» слишком эмпирично. Понятие «полипедоны» близко, но не тождественно к понятию «комплексы и комбинации почв». — *Прим. ред.*

Полипедон и почвенный индивидуум. Почвенное тело, состоящее более чем из одного педона, определяется как полипедон. Концепция полипедона предусматривает тесную связь между основными почвенными целостностями (педонами) и индивидуумами почв, образуя таксономическую единицу. Полипедон определен (Johnson, 1963) как один или несколько сопряженных педонов, образующих одну почвенную серию. Полипедон является реальным физическим телом, отграниченным «не-почвой» или педонами, имеющими другие свойства, не соответствующие критериям определения данной серии. Минимальный размер его тот же, что и педона, — 1 м^2, но максимальный размер его может быть различным. Границы с другими полипедонами более или менее точно выделяются в соответствии с определением. Два педона или более с минимальным размером 2 м^2 представляются более удачным определением полипедонов.

Таким образом, были созданы концепции, согласно которым можно разделить почвенную непрерывность на индивидуальные почвы или индивидуальные единицы, различным образом аранжируемые в таксономических системах.

Ограничения в таксономии почв. С развитием знаний о морфологии, химии, минералогии, физике и микробиологии почв таксономические выделы становятся все более совершенными. Система классификации должна следовать за развитием науки, и границы между разными категориями должны быть постоянно определяемы. По-видимому, наиболее сложной проблемой в почвенной таксономии является установление границ между почвенными индивидуумами. Нечетко определенные границы или границы, различимые только в особых условиях, нарушают и дискредитируют всю систему. Даже при точных определениях таксономических выделов картографирование соответствующих почв не является легким делом.

Повышение точности при почвенном картографировании — результат освоения работ опытных почвоведов-съемщиков. Однако даже самый лучший опыт не может восполнить недостатки в определении выделяемых таксонов.

Необходимо исследовать свойства почв для установления критериев токсономических выделов. Хотя факторы почвообразования, например растительность, рельеф и материнская порода, могут указывать на возможные различия в почвах, они не годятся в качестве критериев выделения почвенных индивидуумов.

Критерии, связанные с практическим использованием почвы, слишком сильно зависят от времени и неприемлемы. Улучшения в практике ведения хозяйства вызвали бы появление но-

вых классов почв, если исходить из условий, существовавших ранее.

Вместе с тем не следует быть догматиком в отношении критериев почвенной классификации. Лучшей проверкой предлагаемых критериев является их приемлемость группой почвоведов-съемщиков.

Принципы и история почвенных классификаций будут рассмотрены в главе 13.

ГЛАВА 2

МОРФОЛОГИЯ ПОЧВ

Морфология почв изучается на примере почвенного профиля in situ. Для описания педона желательно пользоваться свежевырытыми глубокими разрезами. Старые обнажения, такие, как обрывы дорог или канавы, могут дать лишь самое общее представление о почве, так как многие особенности ее морфологии сильно меняются при длительном пребывании на открытом воздухе. Изучение профиля начинается с его общего осмотра и выделения границ генетических горизонтов, после чего каждый горизонт тщательно описывается. При последующем детальном описании положение границ горизонтов может несколько меняться. В целях сравнимости описаний различных почв следует по возможности пользоваться общепринятыми методами и терминологией. Если их оказывается недостаточно для описания данной почвы, можно пользоваться любыми дополнительными приемами.

Почвенные горизонты и их определение в поле. Почвенный горизонт представляет собой часть толщи почвы, более или менее параллельную дневной поверхности, свойства которой определяются почвообразовательным процессом (Soil Survey Staff, 1962). Почвенные горизонты — это реально существующие части, компоненты почвенного индивидуума, простирающиеся в горизонтальном направлении по осям x и y, а в вертикальном — по оси z (рис. 4).

В поле описываются следующие свойства почвенных горизонтов: цвет, механический состав, сложение, структура, кутаны, нодули, или конкреции, pH (полевыми методами), характер границ и их залегание. Обязательно отмечаются мощность и глубина горизонтов относительно поверхности почвы. Точное описание признаков почвенных горизонтов определяет правильность описания всей почвы, является основой при классификации почв. Описание свойств почвы базируется на современной практике почвенных исследований в США. Конечно, эта прак-

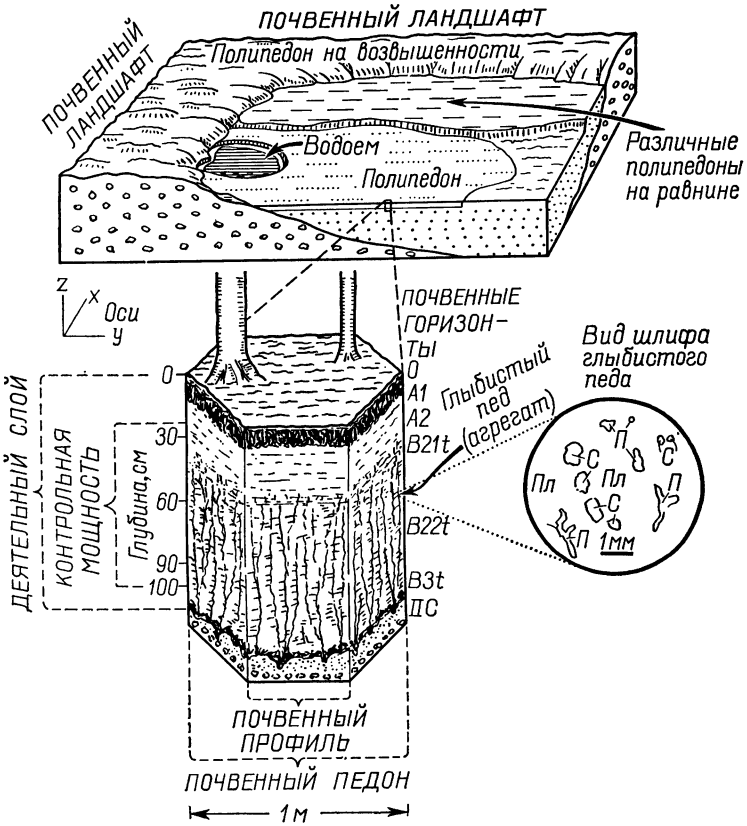


Рис. 4. Почвенный педон и профиль.
Пл — плазма; *С* — скелетные зерна; *П* — пустоты.

тика далеко не одинакова в разных районах США. Рекомендуемая в этой работе система описания является инструкцией Почвенной службы США (Soil Survey Staff, 1962).

Цвет — основной цвет и пятнистость. Цвет — наиболее простой и очевидный признак почвы. Почвовед, имеющий представление о почвах исследуемого района, может обычно объяснить цветом ряд биологических, химических и физических особенностей почв данного района. Однако можно сделать и некоторые более общие заключения. Черный цвет обусловлен гумусовыми веществами; красный характерен для окисленных

почв с высоким содержанием свободных окислов железа. После удаления свободных соединений железа в восстановительных условиях минеральные компоненты почвы обычно приобретают серый или голубовато-серый оттенок. В некоторых случаях почва сохраняет окраску, унаследованную от материнской породы.

Цвет состоит из трех измеряемых величин: тона, интенсивности и оттенка (hue, value, chroma[1]). Тон — преобладающий цвет спектра, определяемый длиной волны. Интенсивность — мера светлой или темной окраски, связанная с общим количеством отражаемого света. Оттенок — характеризует чистоту или выраженность цвета спектра. Эти три критерия послужили основой для стандартных цветовых таблиц, охватывающих все многообразие цветов почвы. Так, для каждого тона отводится отдельная страница атласа[2]. На каждой странице по вертикали расположены разные единицы интенсивности, а по горизонтали — единицы оттенка. На обратной стороне страницы даются названия цветов и их символы. Примером последнего может служить 10YR 6/3, что расшифровывается как 10YR (10 — желто-красный) тон — интенсивностью 6 и оттенком 3. Название цвета — палево-бурый.

Поскольку цвет почвы зависит от влажности, при описании цвета обязательно указывается влажность, причем желательно описывать влажные почвы. Если же почва очень суха, название цвета дается и для сухой, и для влажной почвы.

Пятнистость окраски описывается с помощью трех характеристик: контрастности, обилия пятен каждого цвета и их площади. На основании работ Саймонсона (Simonson, 1951) приняты следующие условные градации, взятые из «Soil Survey Manual» (Soil Survey Staff, 1951):

ОБИЛИЕ	Определяется по трем большим группам: мало, обычно и много (пятен). Эти группы исчисляются по площади, занимаемой пятнами, в пределах горизонта на стенке разреза следующим образом:
мало	пятна занимают менее 2% площади;
обычно	пятна занимают 2—20% площади;
много	пятна занимают более 20% площади. В пределах группы можно различать пятна на отчетливо выраженном фоне (*a*) и пятна без ясного фона (*b*).
РАЗМЕРЫ	Определяются по среднему диаметру отдельных пятен. Различают три условные размерные группы:

[1] И. И. Карманов дает иной перевод этих терминов: цветовой тон, светлота и насыщенность цвета. См.: И. И Карманов, Спектральная отражающая способность и цвет почв как показатель их свойств, М., «Колос», 1974. — *Прим. перев.*

[2] Атлас цветов Мюнсела — Munsell, «Soil Color charts», 1954. — *Прим. ред.*

мелкие диаметр по длинной оси не более 5 мм,
средние диаметр по длинной оси 5—15 мм;
крупные диаметр по длинной оси свыше 15 мм.

КОНТРАСТНОСТЬ Описывается как слабая, отчетливая или заметная следующим образом

слабая неясные пятна обнаруживаются с трудом. Цвет почвы фона и пятен близок к тону и оттенкам;

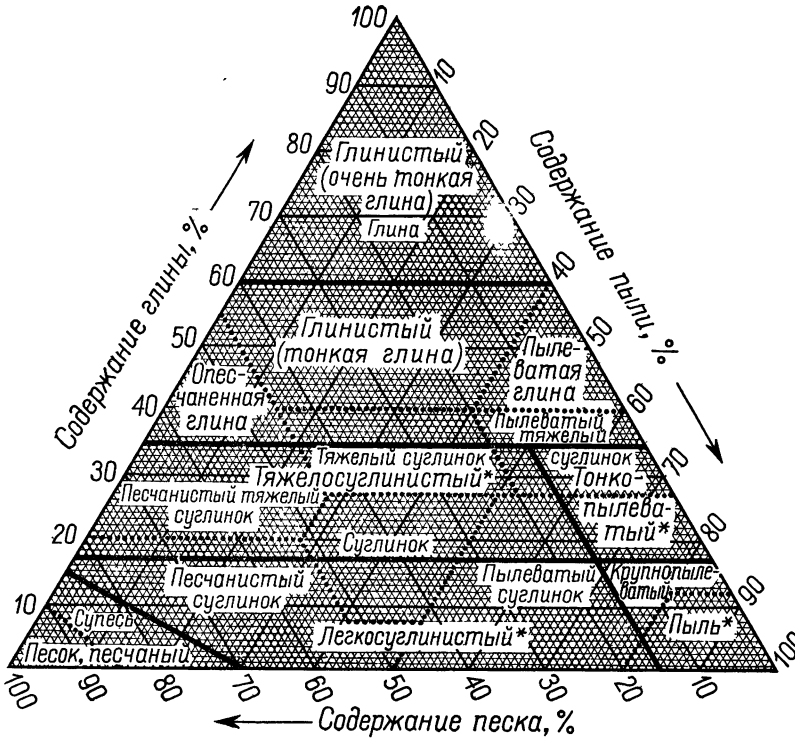
отчетливая пятна легко различимы, и по всем трем критериям цвета отличаются от фона Колебания достигают 1—2 единиц тона и нескольких единиц интенсивности и оттенка. Встречаются пятна одного цвета или разных на общем фоне;

заметная пятна отчетливо видны, и пятнистость считается в этом случае основным свойством горизонта Тон, интенсивность и оттенок могут различаться на несколько единиц. Встречаются пятна одного или нескольких цветов на основном фоне.

Классы механического состава. Механический состав определяется как «относительное содержание фракций различных размеров в почвенном материале» (Committee on Terminology, 1956). Вся гамма механического состава разделяется на группы для описания почвенных горизонтов. На рис. 5 изображены различные принятые в США в настоящее время группы механического состава. В нижней части рисунка показана группировка размерных фракций по трем категориям. Кроме названия группы, определяемым процентным содержанием в мелкоземе частиц<2 мм, в случае каменистых почв добавляются прилагательные: гравелистый (при 20—50% щебня) и сильно гравелистый (при содержании обломочного материала свыше 50% массы почвы). К обломочному материалу отнесены частицы размером 2—76 мм. Если размеры обломков больше при тех же содержаниях в почве, выделены щебнистые почвы (размер обломков 7,6—25 см в диаметре) и каменистые (размер обломков превышает 25 см в диаметре).

Сложение при различном содержании влаги. Сложение отдельных горизонтов определяет многие свойства всей почвы. К сожалению, полевые определения этого свойства недостаточно разработаны. Сложение описывается в поле при большом количестве уровней влажности.

I. Сложение сырой почвы — содержание влаги близко к полевой влагоемкости или слегка выше ее.
   А. Липкость — способность к адгезии.
      0. Нелипкий — почвенная масса почти не прилипает к пальцам.
      1. Слабо липкий — почвенная масса прилипает лишь к одному пальцу, остальные остаются чистыми.



СРАВНЕНИЕ ШКАЛ РАЗМЕРОВ ЧАСТИЦ

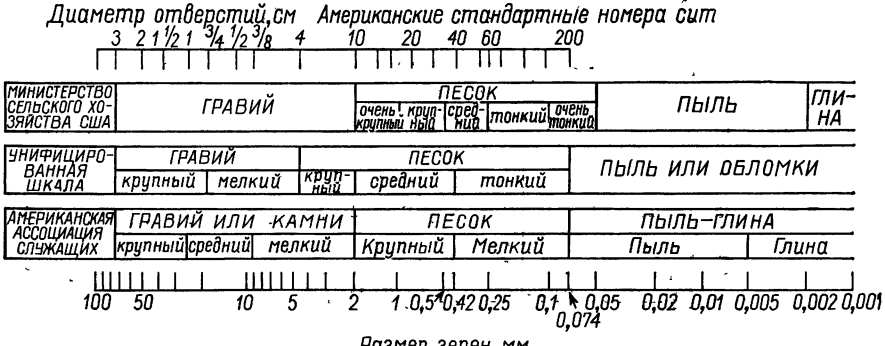


Рис. 5. Различные схемы классификаций механического состава.

* Очень тонкий песок (0,05—0,1) относят к пыли при группировке в семейства; крупные обломки эквивалентны крупному песку в области, пограничной между пылеватыми и суглинистыми классами.

2. Липкий — почвенная масса прилипает ко всем пальцам и слегка тянется.
3. Очень липкий — почвенная масса сильно прилипает ко всем пальцам.

Б. Пластичность — способность разминаться руками.

0. Непластичный — при раскатывании не образуются «колбаски».
1. Слегка пластичный — при раскатывании образуется короткая «колбаска» (<1 см).
2. Пластичный — почва скатывается в длинные «колбаски», с некоторым усилием (длина<1 см).
3. Сильно пластичный — для раскатывания приходится прилагать значительные усилия.

II. Сложение влажной почвы — предусматривается при колебании влажности почв в интервале от сухой до соответствующей полевой влагоемкости.

0. Рассыпчатое — почвенные частицы ничем не скреплены.
1. Очень рыхлый — почвенные агрегаты легко разрушаются при сжатии.
2. Рыхлый — для разрушения агрегатов пальцами надо приложить небольшое усилие.
3. Плотный — для разрушения агрегатов пальцами надо приложить заметное усилие.
4. Очень плотный — требуется очень большое усилие для разрушения.
5. Чрезвычайно плотный — почвенные агрегаты невозможно разрушить пальцами.

III. Сложение сухой почвы — воздушно-сухая почва.

0. Рассыпчатое — почвенные частицы ничем не скреплены.
1. Мягкое — агрегаты легко распадаются в одной руке на отдельные зерна.
2. Слегка твердое — для разрушения почвенной массы требуется легкое усилие.
3. Твердое — агрегаты легко разрушаются пальцами.
4. Очень твердое — агрегаты с трудом разрушаются двумя руками.
5. Чрезвычайно твердое — агрегаты невозможно разрушить даже двумя руками.

Цементация:

Слабая — материал нельзя разрушить руками.

Сильная — материал прочный, легко раскалывается молотком.

Затвердевание — материал прочный, раскалывается только при сильных ударах молотком.

Структура. Под структурой понимают агрегацию почвенных частиц в более крупные отдельности, разделенные трещинами или поверхностями слабой связи. Отдельные агрегаты называют педами. Почвы, в которых агрегаты с их естественными границами отсутствуют, называются бесструктурными. Различают две категории бесструктурных почв: гранулярная (различимы отдельные зерна) и массивная (частички чрезвычайно сильно прилипают друг к другу, трещины или поверхности ослабленных связей отсутствуют).

В каждом горизонте при характеристике структуры обычно описываются: степень оструктуренности, класс и тип структуры.

Степень оструктуренности сильно зависит от влажности почвы и оценивается следующим образом: слабая — при хорошей выраженности педов в естественном залегании и разрушении их при взятии образца; средняя — педы сохраняются не только в стенке разреза, но и в руках при взятии образца и высокая — педы, вынутые из стенки разреза, остаются прочными и остроугранными.

Класс структуры определяется размерами педов (табл. 1).

Тип структуры зависит от формы педов и с учетом размеров педов определяет в целом почвенную структуру (см. табл. 1). Эти три особенности почвенной структуры обычно даются в таком порядке: степень оструктуренности, класс и тип структуры, например слабо- или средневыраженная угловато глыбистая структура.

Кутаны — их полевое описание. «Кутан — изменение механического состава, структуры или строения у естественных поверхностей в почвенной толще, благодаря концентрации каких-либо компонентов почвы или изменений плазмы in situ» (Brewer, 1964). В целом такие изменения относятся к области микростроения и будут подробно обсуждены в главе 3. В связи с трудностью изучения кутанов их детальное описание предпочтительнее проводить в лаборатории. Вместе с тем надо максимально использовать и полевые наблюдения. Желательно пользоваться в поле лупой с десятикратным увеличением. Различают обычно четыре категории кутанов: глинистые, кутаны давления, кутаны полуторных окислов и кутаны органические.

Глинистые кутаны (аржилланы)[1] состоят в основном из глины, осажденной из суспензий, двигавшихся по крупным пу-

[1] Русский эквивалент этого понятия — «глинистый натек». — *Прим. ред.*

Типы и классы (Soil Survey

Типы (форма и рас

Класс	Плитовидная со слабым развитием по одной оси (вертикальной). Преимущественная ориентация по горизонтальной оси; грани горизонтальны	Призмовидная, со слабым развитием по двум осям (горизонтальным) и преимущественной ориентацией по вертикальной; хорошо развиты вертикальные грани	
		Без округлых головок	С округлыми головками
	Плитчатая	Призматическая	Столбчатая
Очень мелкая или очень тонкая	Очень тонкоплитчатая (< 1 мм)	Очень мелкопризматическая (< 10 мм)	Очень мелкостолбчатая (< 10 мм)
Мелкая или тонкая	Тонкоплитчатая (1—2 мм)	Мелкопризматическая (10—20 мм)	Мелкостолбчатая (10—20 мм)
Средняя	Среднеплитчатая (2—5 мм)	Среднепризматическая (20—50 мм)	Среднестолбчатая (20—50 мм)
Крупная или широкая	Толстоплитчатая (5—10 мм)	Крупнопризматическая (50—100 мм)	Крупностолбчатая (50—100 мм)
Очень крупная или очень широкая	Очень толстоплитчатая (> 10 мм)	Очень крупнопризматическая (> 100 мм)	Очень крупностолбчатая (> 100 мм)

* (а) иногда называется ореховатой; (б) слово «угловатая» обычно в названии струк
** Иногда называется угловато-ореховатая или округло-угловато-ореховатая.

ТАБЛИЦА 1

почвенной структуры
Staff, 1960)

положение педов)

Глыбовидная, в виде многогранников или сфероидов или с одинаковым развитием по всем трем осям, исходящим из одной точки			
Глыбовидная, глыбы или многогранники с ровными или угловатыми гранями—отпечатками неровностей соседних граней		Сфероиды, или многогранники, с ровными или угловатыми гранями, со слабой аккомодацией педов (или совсем без нее)	
		Непористые педы	Пористые педы
С плоскими гранями и острыми вершинами	С округло-упрощенными гранями и многочисленными округлыми вершинами		
Угловато-глыбистая *	Округло-угловатая Глыбистая **	Зернистая	Комковатая
Очень мелкая угловато-глыбистая (< 5 мм)	Очень мелкая слабо-угловато-глыбистая (< 5 мм)	Очень мелкозернистая (< 1 мм)	Очень мелкокомковатая (<1 мм)
Мелкоугловато-глыбистая (5—10 мм)	Мелко-слабо-угловато-глыбистая (5—10 мм)	Мелкозернистая (1—2 мм)	Мелкокомковатая (1—2 мм)
Среднеугловато-глыбистая (10—20 мм)	Средне-слабо-угловато-глыбистая (10—20 мм)	Среднезернистая (2—5 мм)	Среднекомковатая (2—5 мм)
Крупно-угловато-глыбистая (20—50 мм)	Крупноглыбистая (20—50 мм)	Крупнозернистая (5—10 мм)	
Очень крупно-угловато-глыбистая (> 50 мм)	Очень крупноглыбистая (> 50 мм)	Очень крупнозернистая (> 10мм)	

туры опускается.

стотам в почве и оставивших кутаны на стенках этих пустот при высыхании. Таким образом, они являются глинистыми пленками. Такие кутаны очень легко опознаются по более красной или темной окраске по сравнению с внутренними частями педов. Для идентификации глинистых кутанов (называемых также глинистыми пленками, или корочками) в поле существуют лишь два надежных критерия: 1) достаточная толщина и 2) наличие резкой границы между материалом пленки-кутана и внутренней частью педа, видимой в поперечном срезе. Для рассмотрения обеих особенностей удобно пользоваться полевой лупой.

Кутаны давления можно спутать с кутанами иллювиирования. Кутаны давления образуются при сжатии педов в период увлажнения почвы. Гладкая поверхность и отсутствие определенной мощности (постепенность перехода к внутренней части педа) позволяют отнести рассматриваемый кутан к кутанам давления. Особый тип явлений, развивающихся при сжатиях, а именно микрооползни, характерен для почв с высоким содержанием разбухающих слоистых силикатов в муссонном климате. Микрооползень представляет собой гладкую поверхность с параллельными полосами и бороздами. Микрооползни являются важнейшим диагностическим признаком вертисолей и переходных к ним почв.

Окисный кутан представляет собой тонкий слой полуторных окислов, обычно железа (сескван) или марганца (манган). Окисные кутаны заметно отличаются по цвету от внутренних частей педов: они красноватые в случаях повышенного содержания железа и черные при значительном наличии марганца.

Органические кутаны органического вещества (*органаны*) также имеют темную окраску, поверхность их неровная в отличие от аржилланов (глинистых пленок) или кутанов давления (граней давления). Между четырьмя категориями кутанов существуют различные переходы.

При полевом описании следует указывать только те признаки, которые можно увидеть, в частности необходимо отмечать цвет и мощность кутанов.

Нодули и конкреции — определение и описание. Локальная концентрация почвенного материала ведет к образованию нодулей и конкреции в почве. В полевых описаниях обычно указываются цвет, обилие, плотность, размеры нодулей и конкреций. Если удастся их расколоть, то желательно описать и внутреннее строение. Хорошо также быстрыми способами определить цементирующее вещество: вскипание с HCl указывает на присутствие карбонатов, вскипание с H_2O_2 свидетельствует

о значительной примеси окиси марганца. Цементация кремнеземом не может быть выявлена по действию HCl, ее можно установить по растворению конкреции в концентрированном растворе.

Пустоты (поры). Примерно половина объема почвы занята поровым пространством. Размеры, форма и расположение пор определяют водно-воздушный режим почвы. Свойства пор в известной мере обусловливаются структурой. Многие поры слишком малы и неразличимы при полевом изучении. Свойства же более крупных пор должны быть рассмотрены в описании каждого горизонта. Особенно важны размеры крупных пор и характер их взаимного расположения, поскольку эти особенности характеризуют инфильтрацию и проницаемость.

Полевое измерение и интерпретация данных pH. Определение pH является, по-видимому, наиболее важной химической[1] характеристикой почвы. Хотя определение pH и не относится к морфологии почвы, но полевые описания обязательно должны сопровождаться ее измерением. Информация о реакции почвы в первую очередь указывает на необходимость известкования или внесения удобрений. Кроме того, величины pH дают представление о химических процессах, участвующих в образовании почвы.

В почвоведении pH выражается показателем отрицательного логарифма активности водородных ионов. Мы подчеркиваем, что величиной pH характеризуется именно активность, а не концентрация ионов водорода, поскольку в почве существуют и неактивные ионы водорода, например в органическом веществе или в минералах; мы же характеризуем величиной pH почвы именно водород почвенного раствора.

Полевые методы определения pH делятся на колориметрические и электрометрические. Последние используют портативные pH-метры, работающие на батарейках.

Колориметрические методы можно применять при любых исследованиях, необходимо лишь тщательно подобрать цвета для встречающейся в почвах гаммы pH. Для многих почв успешно применяется прибор с раствором Хеллидж-Труога, состоящим из трех органических индикаторов. Особенно хорош он для почв с интервалами pH-4-7,5. Для почв с pH выше 7,5 рекомендуется использовать индикаторы тимоловый голубой или

[1] Физико-химической. — *Прим. ред.*

крезоловый красный. Для сильно кислых почв больше подходят индикаторы метиловый желтый, бромфенол голубой или тимоловый голубой. Основной проблемой при любых колориметрических определениях pH является получение однородного фона, в котором не мешало бы обесцвечивание органическими или минеральными веществами. В приборе Хеллидж-Труога эта проблема успешно решается путем напыления инертного сульфата бария на образец, после того как индикатор смешан с почвой; при этом окрашенный раствор, просачиваясь через белый порошок сульфата бария, не подвергается изменениям. Этот способ может использоваться и при других колориметрических определениях.

В некоторых почвах органические индикаторы сорбируются почвенной массой и дают бесцветный раствор. Эта трудность может быть частично устранена следующим образом: образец помещается на фильтровальную бумагу и почвенный раствор пропитывает ее, после чего бумага взаимодействует с индикатором. Этот способ успешно используется при определении солевого и водного pH (подробное изложение методики дано в главе 4).

Границы и непрерывность горизонтов в педоне. Границы горизонтов описываются в условных градациях и характеризуются по меньшей мере двумя измерениями: шириной или мощностью границы по вертикальной оси z и рельефом поверхности границы в плоскости $x - y$. Для описания ширины границы приняты следующие градации: 1) резкая — граница настолько контрастна, что колебания ее не превышают 2,5 см; 2) ясная — граница колебания ее в пределах 2,5—6,4 см; 3) постепенная — с колебаниями границы горизонта от 6,4—12,7 см, и 4) диффузная — мощность переходной зоны более 12,7 см.

Рельеф поверхности почвенного горизонта (переходы горизонтов) описывается с применением следующих градаций: 1) ровный — представляет собой почти плоскость; 2) волнистый — граница слегка неровная с языками скорее широкими, чем глубокими; 3) неровный — языки развиты преимущественно в вертикальном направлении (по оси z больше, чем по осям x и y) и 4) разорванный — горизонт не является сплошным в пределах педона.

Индексация почвенных горизонтов. После описания морфологических особенностей почвенных горизонтов в целях коммуникабельности необходимо дать наименование каждому гори-

зонту. Названия горизонтов не являются взаимоисключающими. Обычно они в значительной мере отражают точку зрения исследователя. В разных странах названия горизонтов несколько различны. В США горизонты обозначаются системой букв и цифр. Эта система разработана почвоведами, объединенными Почвенной службой США (Soil Survey Staff, 1962).

Главные морфогенетические горизонты, названия и определения. Главные горизонты обозначаются большими буквами, их подразделения — арабскими цифрами [1] (Soil Survey Staff, 1962).

Органические горизонты на минеральных почвенных поверхностях

0 — органические горизонты минеральных почв включают горизонты: 1) сформировавшиеся или формирующиеся с минеральной частью минерального почвенного профиля; 2) с преобладанием свежих или частично разложившихся органических остатков; 3) они содержат более 30% органического вещества при 50% глины и более или больше 20% органического вещества при отсутствии глины. При промежуточных содержаниях глины расчет органического вещества производится по формуле $20 + (0{,}2 \times \%$ глины).

Горизонты 0 представлены подстилками, образовавшимися в результате аккумуляции на поверхности почвы остатков растений и животных.

Мощность горизонтов 0 измеряется снизу вверх от поверхности подстилающего минерального горизонта и колеблется от 0 до 15 см.

01 — органические горизонты с различимым невооруженным глазом первичным строением растительных остатков.

Органические остатки горизонтов 01 очень слабо изменены, за исключением выщелачивания из него растворимых компонентов и обесцвечивания. Источник органического вещества в горизонте легко определяется. Горизонт 01 соответствует слою L [2] и отчасти F, нередко выделяемым при характеристике лесных почв (Wilde, 1958). Раньше такие горизонты обозначались индексом Aoo.

02 — органические горизонты, в которых первичное строение растительных и животных остатков неразличимо невооруженным глазом.

---

[1] Номенклатура для торфяных почв (Histosols) здесь не приводится (см. главу 24).

[2] L — листья, хвоя; F — ферментативный; H — гумусовый. — *Прим. ред.*

Некоторые остатки растений и животных еще с трудом можно опознать, но бóльшая часть органического вещества изменена до неузнаваемости. Горизонт 02 соответствует слоям H и отчасти F, описанным в литературе о лесных почвах (Wilde, 1958). Раньше такие горизонты обозначались индексом Ao.

Минеральные[1] *горизонты и слои*

В минеральных безглинистых горизонтах содержится менее 20% органического вещества. Если в минеральной части почвы содержится 50% глины и больше, то органического вещества содержится менее 30%. Для почв с содержанием глины от 0 до 50% используются промежуточные величины предельных содержаний органического вещества, колеблющиеся от 20 до 30%.

A — минеральные горизонты представлены: 1) горизонтами аккумуляции и трансформации органического вещества, формирующиеся или сформированные в верхней части почвы; 2) горизонтами выноса ила, железа или алюминия с соответствующим относительным накоплением кварца и других устойчивых минералов в форме песчаных или пылеватых зерен; 3) горизонтами со свойствами одного из двух вышеперечисленных и переходных к горизонтам B или C.

Приняты следующие основные подразделения горизонта A:

A1 — минеральные горизонты, сформировавшиеся или формирующиеся у дневной поверхности, основным признаком которых является накопление гумуса, тесно связанного с минеральной частью почвы.

Горизонт имеет такую же или более темную окраску по сравнению с нижележащими за счет присутствия органического вещества. Последнее является результатом разложения остатков растений или животных и накапливается в горизонте без существенных перемещений.

A2 — минеральный горизонт, основным признаком которого является вынос глины, железа или алюминия с остаточным накоплением кварца и других устойчивых минералов в песчаных и пылеватых фракциях.

Горизонт A2 обычно отличается от вышележащего горизонта A1 более светлой окраской и меньшим содержанием органического вещества. От горизонта B, лежащего ниже, горизонт A2 обычно отличается более легким механическим составом или светлой окраской. Положение горизонта в профиле не является диагностическим показателем, но в тех случаях, когда достаточно хорошо развиты горизонты A1 и A2, во внимание принимается горизонт A1.

---

[1] Правильнее считать эти горизонты органо-минеральными. — *Прим. ред.*

Горизонт А3 — переходный между А и В со свойствами, главным образом, вышележащих горизонтов А1 или А2, но и с некоторыми свойствами горизонта В.

Переход от горизонтов А1 или А2 к подгоризонтам горизонта В связан с различным составом почвенного материала, часто совершенно непохожим друг на друга. Выделение горизонта А3 производится после установления природы выше- и нижележащих горизонтов. Символ А3 иногда используется для обозначения перехода горизонта А1 к нижележащему, но не к горизонту В.

АВ — переходный между А и В горизонт, в верхней части его отчетливо проявляются свойства горизонта А, а в нижней — свойства горизонта В. Выделяется в тех случаях, когда не удается разделить на горизонты А3 и В1. Только в таком случае и используется индекс АВ.

А и В — горизонты, подходящие под определение А2, за исключением некоторых компонентов их, по объему не превышающих 50%, которые могут быть определены как В.

Обычно этот индекс используется в тех случаях, когда масса горизонта А2 окружает мелкие столбчатые отдельности горизонта В, снизу вверх проникающие в А2, или в случаях развития останцов горизонта В в массе материала горизонта А2.

АС — горизонт, переходный между А и С с равным участием признаков обоих горизонтов.

Индекс АС используется в тех же случаях, что и индекс АВ, но при залегании горизонта А непосредственно на горизонте С.

В — горизонт; в нем преобладает один или несколько из нижеперечисленных признаков: 1) иллювиальная концентрация силикатной глины, железа, алюминия или гумуса, причем может наблюдаться концентрация одного или нескольких из перечисленных элементов; 2) остаточное накопление полуторных окислов или силикатных глин вместе или отдельно, образовавшихся не за счет выноса карбонатов и других подвижных соединений; 3) пленки из полуторных окислов, придающие горизонту более темную, интенсивную или красноватую окраску, выделяющую его в профиле, однако без явного иллювирования железа и без генетических связей с горизонтами В, отвечающих первому и второму условиям; 4) изменение материала по сравнению с его первоначальным состоянием в профиле, но не по 1-ому, 2-ому и 3-ему показателям. При этом утрачивается текстура породы, образуется силикатная глина, освобождаются окислы и развивается зернистая, глыбистая или приз-

матическая структура. Перечисленные изменения возможны, если механический состав не препятствует колебаниям влажности.

Для диагностики горизонта В нет единых критериев его положения в профиле или какого-либо общего свойства. Обычно горизонт В располагается под горизонтом А. Однако последний может быть смыт, и горизонт В оказывается поверхностным.

Применяют разделение горизонта В на подгоризонты, что характеризует его более полно[1].

В1 — переходный горизонт между горизонтами В и А1 или В и А2, с преобладанием свойств нижележащего горизонта В2, но и с некоторыми признаками А1 или А2.

Для характеристики горизонта В1 необходимо обращаться к соседним горизонтам А1 или А2 и В, за исключением сильно эродированных или окультуренных почв.

В и А — любые горизонты, в которых признаки горизонта В составляют более 50% объема, остальное приходится на признаки горизонта А2.

Эта номенклатура напоминает обозначения А и В горизонта, отличаясь от нее степенью участия признаков горизонтов А и В.

В2 — часть горизонта В с очень резко выраженными признаками горизонта В и являющаяся переходной к соседним горизонтам А или породе — С и R[2].

Индекс В2 используется для горизонтов с ясными признаками горизонта В. От профиля к профилю могут меняться некоторые частные особенности горизонта В2. Так в некоторых разрезах типичные признаки горизонта В более отчетливо выражены в горизонтах В1 или В3, а не в горизонте В2. Индексация В2 используется для каждого конкретного профиля и не имеет общего значения.

В3 — горизонт переходный между горизонтами В и С или R, в котором хорошо выражены признаки В2 и нижележащих горизонтов породы. Горизонт В3 выделяется только при наличии горизонта В2.

С — минеральный горизонт или слой, но не плотная порода, который может быть или не быть похожим на материал, из которого, по-видимому, образовалась почва. Слабо затронут почвообразованием и не имеет при-

---

[1] Авторы хотя и указывают, что горизонт В подразделяется на подгоризонты, но индексами В1, В2, В3 обозначают также горизонты. — *Прим. ред.*

[2] R — от названия породы — rock; в нашей практике чаще применяется индекс Д — *Прим. ред.*

знаков ни A, ни B, но может содержать материал, измененный: 1) выветриванием вне зоны максимальной биологической активности; 2) обратимой цементацией (возможно развитие хрупкости, увеличение объемного веса и появление других свойств, характерных для фраджипэнов); 3) оглеением; 4) аккумуляцией карбонатов кальция, магния и легкорастворимых солей; 5) цементацией карбонатами и легкорастворимыми солями; 6) цементацией щелочно растворимым кремнеземом или железом.

В материале, обозначаемом как C горизонт, допускается много различных изменений. Изменения, связанные с глубоким проникновением химического выветривания, допустимы в отличие от изменений, происходивших под влиянием биологических причин. Возможны аккумуляции карбонатов, гипса, легкорастворимых солей, в то время как другие процессы не позволяют классифицировать горизонт как C. Возможна также цементация почвенного материала, обозначаемая дополнительным индексом m. Современное понимание индекса C включает горизонты D и G в их прежней формулировке (Soil Survey Staff, 1951). Горизонт C нередко рассматривался как материнская порода только по отношению к деятельной толще, что мы считаем неправильным, понимая под горизонтом C материал, из которого образовались, по нашим представлениям, горизонты A и B. Современное использование индекса C не делает абсолютно правильным даже такое его понимание, что будет видно при рассмотрении вопроса о литологической неоднородности. Последняя обозначается подразделением C на C1 и C2 в «Soil Survey Manual» (Soil Survey Staff, 1962).

R — подстилающая плотная порода, например гранит, песчаник или известняк. Если предполагается, что горизонт является горизонтом именно той породы, из которой образовался вышележащий горизонт, употребляется одна латинская буква R. Если же предполагается, что рассматриваемый слой непохож на исходный материал вышележащего горизонта, перед буквой R ставится римская цифра, указывающая на литологическую неоднородность.

Символы подгоризонтов. В целях облегчения индексации свойств основных горизонтов используются следующие дополнительные символы (дифениции взяты из Soil Survey Staff, 1962):

b — погребенный почвенный горизонт[1].

Индекс добавляется к одному или нескольким генетическим горизонтам, чтобы отметить погребение. Выше может (или не может) развиваться другой профиль на материнской породе, похожий (или не похожий) на материнскую породу погребенной почвы.

ca — аккумуляция карбонатов щелочноземельных оснований, обычно кальция.

Индекс добавляется к горизонтам A, B и C. Само по себе присутствие вторичных карбонатов еще не является достаточным для использования индекса, важно, чтобы горизонт содержал карбонатов больше, чем материнская порода.

cs — аккумуляции сульфата кальция.

Использование индекса аналогично предыдущему.

cn — аккумуляции конкреций или плотных неконцентрических нодулей, обогащенных полуторными окислами, могущими содержать и фосфор.

Нодули, обозначаемые индексом cn, должны быть плотными при высыхании, но не затвердевшими. При описании горизонта нодули должны быть охарактеризованы. Нодули, конкреции или кристаллы не обозначаются индексом cn, если они состоят из доломита и более растворимых солей, однако индекс вполне применим для нодулей, состоящих из железа, алюминия, марганца или титана.

f — мерзлая почва.

Индекс употребляется для постоянно мерзлых почв.

g — сильное оглеение.

Индекс добавляется к индексу основного горизонта для того, чтобы показать интенсивное восстановление железа в период почвообразования или восстановительные условия, связанные с близостью застойных вод. Восстановительная среда отчетливо фиксируется фоновым цветом почвенной массы, приближающимся к нейтральным тонам (оттенок обычно $\leqslant 2$); присутствие пятен не обязательно. Более голубые оттенки, чем 10 Y, также указывают на сильное оглеение в некоторых почвах. Горизонты с низкими величинами оттенков, цвет которых связан с отсутствием красящих одежд на песчаных или пылеватых частицах, не считаются сильно глеевыми. Хотя оглеение, особенно в присутствии органического вещества, и связано с переувлажнением, последнее само по себе не может еще быть критерием оглеения. Индекс g применяется вместе с любыми символами главных горизонтов.

h — иллювиированный гумус.

[1] Здесь и ниже авторы и подгоризонты называют горизонтами. — *Прим. ред.*

Символ обозначает аккумуляции иллювиированного гумуса, выглядящего как темные пленки на частицах песка или пыли или как отдельные темные чешуйки пылеватых размеров. Символ применяется только для подразделения горизонта В.

ir — иллювиированное железо.

Символ обозначает иллювиированное железо в виде пленок на пылеватых и песчаных частицах или чешуек пылеватых размеров. В некоторых горизонтах пленки сливаются, заполняют поры и скрепляют почвенную массу. Символ часто употребляется вместе с символом, например Bh_f или $B2h_f$, для указания на одновременную аккумуляцию и гумуса и железа.

m — сильная цементация, затвердевание.

Индекс употребляется как дополнительный к основному символу горизонта, чтобы показать необратимую цементацию. Неприменим к затвердевшей породе. В отличие от прежнего понимания сейчас индекс не указывает на твердость, как во фраджипэнах, а указывает на присутствие сплошного (более 90% массы), хотя и трещиноватого, затвердевшего горизонта.

p — распашка или другие нарушения.

Индекс используется как дополнительный к индексу А в случаях нарушения профиля почвы окультуриванием или выпасом. Даже если почва эродирована и пахотный слой включает горизонт В, применяется индекс Ap.

sa — аккумуляция легкорастворимых солей.

Индекс употребляется при любом из главных горизонтов аналогично индексу карбонатов или гипса.

si — цементация кремнеземистым материалом, растворимым в щелочах.

Индекс добавляется только к горизонту С. Цементация может быть в виде нодулей или сплошная. В последнем случае применяется индекс sim.

t — иллювиированная глина.

Этим индексом обозначается присутствие глинистых натеков (аржилланов) в горизонтах В.

x — свойства фраджипэна.

Символ используется как дополнительный к обозначениям главных горизонтов для указания на развитие в процессе почвообразования твердости, хрупкости, высоких объемных весов и характерного для фраджипэнов распределения глины. Фраджипэны или их частицы могут подходить под определение А2, В или С. В таких случаях они называются соответствующими с добавлением индекса x.

Другие подразделения горизонтов. Нередко требуется подразделить горизонты более подробно. Например, необходимо

подразделить горизонты Ap, A1, A2, A3, B1, B2, B3 или C для взятия из них образцов или для того, чтобы показать менее важные различия. Такое подразделение окажется несколько условным, базирующимся на различиях, наблюдаемых в поле. Оно производится путем введения арабских цифр для каждого горизонта сверху вниз, то есть B21, B22, B23. В таких случаях принято ставить арабские цифры до дополнительных прописных букв, кроме индекса p, то есть B21t, C1g, C2g, а для горизонтов Ap так — Ap1, Ap2.

Литологическая неоднородность. Если в профиле обнаружено несколько различных слоев, являющихся, по мнению почвоведа, следствием геологических, а не почвенных процессов, то перед индексом слоя используются римские цифры. Если почва развивается в пределах лишь одного слоя, то логичнее было бы перед каждым горизонтом ставить римскую цифру I, но условно она опускается, при этом подразумевается, что весь материал является слоем I. То же относится и к первому слою в случае литологической неоднородности, и цифра II ставится перед вторым слоем, резко отличающимся от первого. В таком случае надо отказаться от индексации C1, C2, C3 и т. д. (Soil Survey Staff, 1951), поскольку любое изменение горизонта C может быть названо геологическим, а горизонты C, C1, C2, C3 превратятся теперь в C, IIC, IIIC и т. д. При этом геологическое происхождение C, A и B должно быть одинаковым. Использование римских цифр не ограничивается горизонтом C и в случае необходимости распространяется и на другие горизонты; например, Ap, A2, B1, B2, IIB2, IIB3, IIC, IIIC, где материнской породой для горизонтов от Ap до B2 может быть лёсс, ниже для IIB2, IIB3 и IIC — пролювий, а для IIIC — озерные отложения.

Диагностические горизонты, используемые в классификации. Сейчас номенклатура, применяемая при описании почв, приобретает более количественный характер, являясь важнейшей частью современной классификационной системы (Soil Survey Staff, 1960, 1967). Приведем краткое пояснение используемых сейчас терминов. Во многих случаях определения еще обсуждаются, но мы уверены, что вносимые дополнения не изменят сущности терминов. Необходимо иметь в виду, что определения чрезвычайно сокращены, и, если читателю захочется использовать их в своих работах, мы рекомендуем обратиться к пер-

воисточнику — Седьмому Приближению[1] и последующим материалам Министерства сельского хозяйства США.

Эпипедоны. Эпипедонами мы называем самые верхние горизонты. Эпипедон является синонимом горизонта А, он может иметь меньшую мощность, а может и включать часть горизонта В. Выделяются следующие эпипедоны:

Моллик — смешанные образцы содержат не менее 1% органического вещества до глубины 17,5 см. Интенсивность цвета — темнее 5,5 (сухой образец) и 3,5 (влажный)[2]. Структура может быть массивной и плотной. Степень насыщенности основаниями превышает 50%.

Антропик — отличающийся от горизонта моллик лишь содержанием P_2O_5, растворимого в лимонной кислоте, свыше 250 частей на млн. почвы.

Умбрик — близкий к горизонту моллик, но менее насыщенный основаниями (степень насыщенности менее 50%).

Хистик — содержащий более чем 20—30% органического вещества (в зависимости от содержания глины) без искусственного дренажа, насыщен водой не менее 30 дней в сезон. Мощность его меньше 30 см в дренированных почвах и 45 см в недренированных.

Охрик — светло окрашенный, с величинами интенсивности цвета $> 5{,}5$ (сухой) и $> 3{,}5$ (влажный), с содержанием органического вещества менее 1%.

Плагген — созданный человеком за счет многолетнего внесения навоза, мощностью более 50 см.

Подповерхностные диагностические горизонты

Аржиллик — в общем виде это горизонт В с содержанием глины по меньшей мере в 1,2 раза больше, чем в любом вышележащем горизонте, или на 3% больше глины, чем в элювиальном горизонте, где оно больше 15%, или на 8% больше глины, чем в элювиальном горизонте, где оно превышает 40%. Формируется путем иллювиирования глины; аржилланы иллювиирования обычно хорошо выражены, если они не замещаются кутанами стресса. Мощность его дол-

---

[1] Soil classification, a comprehensive system — 7th approximation. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt Printing Office, Washington, 1960 — *Прим. ред.*

[2] Цифровые обозначения по атласу цветов Мюнсела (Munsell Soil Color charts, 1954). — *Прим. ред.*

жна составлять $^1/_{10}$ суммы мощностей всех вышележащих горизонтов или быть более 15 см, если эта величина окажется меньшей.

Агрик — образуется непосредственно под пахотным слоем; в нем обнаруживается аккумуляция глины и гумуса в виде толстых темных слоев, занимающих не менее 15% объема почвы.

Натрик — обладает признаками горизонта аржиллик, но отличается от него призматической или столбчатой структурой; свыше 15% емкости объема приходится на поглощенный натрий.

Сподик — в нем наблюдается иллювиальное накопление свободных полуторных окислов и органического вещества. Существует несколько определенных соотношений между Al, Fe, гумусом и глиной, величины которых зависят от характера вышележащего горизонта — пахотного или целинного.

Камбик — может иметь признаки горизонтов аржиллик и сподик, но не настолько ясно выраженные, чтобы его можно было отнести к одному из этих горизонтов. Например, содержание глины может быть всего в 1,2 раза больше, чем в вышележащем горизонте.

Оксик — мощность его должна быть не менее 30 см. Отличается высокой степенью выветривания с большим количеством слабозаряженных глин типа 1 : 1 и полуторных окислов, поглощающих <10 мг-экв NH_4 из 1н раствора NH_4Cl или >10 мг-экв оснований, вытесняемых KCl на 100 г глины. Только очень небольшая часть глин диспергируется водой.

Главные диагностические горизонты органических почв

Фибрик — (ранее этот горизонт назывался торфом); в ненарушенном состоянии волокнистый материал составляет $^2/_3$ всей массы; при обработке пирофосфатом натрия получаются почти чистые растворы.

Гемик — (ранее — перегнойно-торфянистый или торфянисто-перегнойный); в ненарушенном состоянии от $^1/_3$ до $^2/_3$ всей массы представлено волокнистым материалом (по степени разложенности органического вещества горизонт является переходным между фибрик и саприк горизонтами).

Саприк — (ранее — перегнойный); в ненарушенном состоянии менее $^1/_3$ массы представлено различными волокнами; при обработке пирофосфатом натрия образуются растворы, имеющие окраску с более низкой интенсивностью и более высоким оттенком, чем 10YR 7/3.

Прочие макроморфологические признаки. Кроме главных диагностических горизонтов в американской классификации признаются и некоторые другие слои или горизонты и признаки. Они обычно используются для идентификации почв на более низких таксономических уровнях, чем те, на которых используются понятия эпипедонов и подповерхностных диагностических горизонтов.

Фраджипэн — этот внутрипочвенный горизонт отличается высоким объемным весом, твердостью во влажном состоянии и исключительным уплотнением в сухом. При увлажнении он не становится мягче, но легко разламывается руками. Воздушно-сухие агрегаты распадаются в воде.

Кальцик — характеризуется вторичной аккумуляцией карбонатов, обычно кальция и магния, при содержании эквивалента $CaCO_3$ более 15% и по меньшей мере на 5% больше карбонатов, чем в нижележащем слое.

Петрокальцик — затвердевший кальцевый горизонт. Плотность его выше 3 (по шкале Моха); не менее половины массы горизонта растворяется в кислоте; в воде не растворяется.

Гипсик — выделяется накоплением сульфата кальция. Содержит по меньшей мере на 5% больше сульфата кальция, чем нижележащая толща.

Плинтит — бедный гумусом и обогащенный полуторными окислами горизонт, необратимо затвердевающий с образованием железистого слоя (хардпэна) при периодическом увлажнении и просыхании. Красные затвердевающие части горизонта обычно испещрены желтоватыми, сероватыми и белыми пятнами.

Салик — вторично обогащенный легкорастворимыми солями (от 2 до 3% солей в зависимости от мощности).

Альбик — типичный горизонт А2 с окраской в определенных пределах.

Литологический контакт — граница между почвой и сплошным связным подстилающим горизонтом с твердостью выше 3 по шкале Моха.

Паралитологический контакт — граница между почвой и сплошным связным подстилающим горизонтом с твердостью ниже 3 по шкале Моха.

Дурипэн — внутрипочвенный горизонт не меньше чем наполовину сцементированный SiO_2 (кремниевая кора). Воздушно-сухие агрегаты не разрушаются в воде.

Пермафрост — постоянно мерзлый слой почвы (вечной мерзлоты).

Лимник — органический и неорганический материал (озерные осадки), отложенный в воде и образованный водными или подводными и плавающими организмами. К нему относятся мергеля, диатомовые аккумуляции, осадочный торф (копрогенная земля).

Кроме того, для мощных песчаных горизонтов используются следующие обозначения горизонтов.

Ареник — пылевато-тонкопесчаный или более грубый по механическому составу горизонт мощностью свыше 50 см (залегающий над горизонтом аржиллик).

Гроссареник — пылевато-тонкопесчаный или более грубый по механическому составу горизонт, мощностью свыше 100 см, залегающий над горизонтом аржиллик.

Перспективы морфологической терминологии. Терминология, рассмотренная в настоящей главе, используется Объединенной национальной службой и, следовательно, является наиболее распространенной в США. История учит нас, что с изменением объема наших знаний меняется и терминология. В других странах также развиты условные системы номенклатуры, удобные при описании почвенных горизонтов.

В США постоянно вносятся дополнения к существующей номенклатуре. Обычно они публикуются в научных статьях в журналах. Например, предлагается выделить «К» горизонт (Gile, Peterson, Grossman, 1965), представляющий собой особую форму подгоризонта cam (совмещающий признаки ca и m) для горизонтов петрокальцик. Уотсайдом (Whiteside, 1959) предложена довольно полная система номенклатуры горизонтов, разъясняющая их генезис. После публикации эти предложения проверяются многими почвоведами и принимаются или отвергаются. Таким образом, идет поиск количественных критериев.

Развитие номенклатуры в различных странах нередко приводило к взаимному непониманию (Dudal, 1968). Почвоведение как научная дисциплина, несомненно, выиграло бы, если бы удалось прийти к единой во всех странах номенклатурной системе. Предпринималась попытка создания международного комитета при ФАО по проблеме номенклатуры почвенных горизонтов, но его предложения в то время (1968 г.) еще не были приняты в США (Bennema et al., 1968).

Хотя настоящая глава посвящена целиком рассмотрению современной системы таксономии и номенклатуры морфологических показателей почв, принятых в США, нельзя забывать и о других системах (Розов, Иванова, 1967). Однако, видимо, американская система является сейчас наиболее распространенной[1]. Естественно, она должна постоянно совершенствоваться по мере развития наших знаний о почвах и пополняться дополнительными характеристиками.

[1] В США и тех странах, где работают американские почвоведы, новая система часто внедряется искусственно. — *Прим. ред.*

ГЛАВА 3

МИКРОМОРФОЛОГИЯ ПОЧВ

Микроморфологию можно рассматривать как метод изучения почв с помощью оптических приборов, дополняющих визуальное исследование. Нижний предел разрешающей способности человеческого глаза лежит около 200 мк. Инструментами, используемыми в микроморфологических исследованиях, служат ручные лупы с разрешающей способностью 20 мк, световой микроскоп, позволяющий рассматривать предметы диаметром 0.52 мк или 0,3 мк с иммерсионными жидкостями, и электронный микроскоп, разрешающая способность которого колеблется в пределах 10 Å (0,001 мк).

Терминология. Детальная терминология для микроморфологических описаний была разработана Бруером (Brewer, 1964). Используются и другие термины, предложенные многими исследователями. Однако в настоящее время каждый студент должен уметь пользоваться бруеровской терминологией и уметь перевести в нее другие терминологические системы[1]. Основой терминологии Бруера является понятие матрицы (S-matrix), определенное им следующим образом: «Матрица представляет собой материал внутренней части первичного педа или неагрегированный материал (apedal material), в котором встречаются собственно почвенные признаки (pedological features); матрица состоит из плазмы, зерен скелета и пустот, не связанных ни с какими почвенными признаками, кроме обособлений плазмы».

В этом определении выявляется основной объект исследования микропочвоведения — материал и устройство отдельных педов (агрегатов) или эквивалентной массы неагрегированного материала (рис. 6). К данному выше определению необходимо дать пояснения. 1) Почвенная плазма представляет собой «поч-

[1] У нас применяются понятия и термины, отличные от предложенных Бруером Они изложены в коллективной работе «Схема описания и термины в микроморфологии почв» (под редакцией Г. В. Добровольского, МГУ, 1972). — *Прим ред*

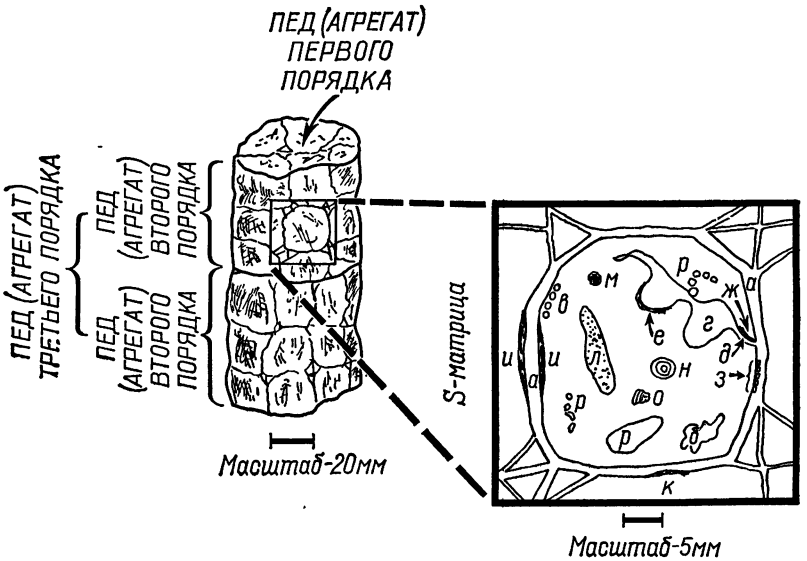


Рис. 6. Схематическое изображение некоторых микроморфологических признаков.

Пустоты: *а*—поры упаковки; *б*—поры неправильной формы; *в*—пузырьковые поры; *г*—камера; *д*—поры—каналы. **Кутаны:** *е*—кутаны камер; *ж*—кутаны каналов; *з*—скелетаны; *и*—глинистые натеки (аржилланы или сескваны); *к*—кутаны стресса. **Другие признаки:** *л*—педотубула; *м*—нодуль; *н*—конкреция; *о*—папула. *S*—матрица (*S*-matrix) состоит из плазмы, зерен скелета и пустот.

венный материал, способный к перемещению или перемещенный, к переорганизации или концентрации в процессе почвообразования»; 2) скелетные зерна — почвенный материал, «не поддающийся быстрому перемещению, концентрации и (или) переорганизации почвенными процессами»; 3) порами называется свободное пространство между твердыми почвенными частичками; 4) к почвенным признакам, или новообразованиям, относятся образования, отличающиеся от вмещающей их (или находящейся внутри них) почвенной массы происхождением, различиями в концентрации и (или) расположением. Обособления плазмы являются единственными новообразованиями, встречающимися в плазме самой матрицы.

Пустоты. Бруер устанавливает восемь категорий пустот, выделяемых при микроморфологическом изучении почв.

Поры упаковки. Поры упаковки подразделяются на простые (возникающие при беспорядочном расположении отдель-

ных зерен) и сложные (располагающиеся между сложными, плохо прилегающими друг к другу образованиями — педами). Простые поры являются результатом перемешивания первичных частиц, например песчинок, и зависят поэтому от их формы, размера и расположения. Агрегаты с малой аккомодацией обычны в тех случаях, когда сначала имело место их образование, а затем — отложение. Примером могут служить выбросы почвенной фауны. Другим примером плохой аккомодации могут быть агрегаты оксисолей, где округлые педы (агрегаты) упакованы аналогично песчаным частицам (фото 1).

Поры неправильной формы представляют собой не связанные друг с другом пустоты неправильной формы с неровными стенками. Существует несколько предположений относительно их образования. Чаще всего они встречаются в тяжелых по механическому составу почвах с высокой способностью к когезии и адгезии. Поры могут образоваться при цементации тонкодисперсными частицами более крупных частиц или отдельных агрегатов. В ряде случаев их можно считать пустотами растворения.

Пузырьковые поры. Пузырьковые поры также не связаны друг с другом. Однако в отличие от пор неправильной формы они имеют гладкие стенки и округлую или эллипсовидную форму (фото 2). Пузырьковые поры часто встречаются в верхних горизонтах почв аридных районов с ливневыми осадками и в пахотных горизонтах орошаемых почв (Evans, Buol, 1968). Спрингером (Springer, 1958) было обнаружено, что они могут образовываться в почвах определенного механического состава при выделении из них пузырьков воздуха при увлажнении — иссушении. Пузырьковые поры являются, по-видимому, нестойким, временным образованием во многих почвах.

Камеры и каналы. Камеры можно определить как пузырьковые поры, связанные друг с другом каналами. Однако каналы необязательно связывают камеры, они могут встречаться и отдельно от них.

Камеры образуются так же, как неправильные и пузырьковые поры, а каналы между ними могут быть проделаны корнями, червями, насекомыми и т. д., а может быть и газами, выделяющимися из почвы под давлением. Каналы нелегко определить в шлифах в тех случаях, когда срезы сделаны перпендикулярно или под углом, близким к прямому, через канал. Поэтому и необходимо дополнять микроморфологические исследования в шлифах рассмотрением почвы под лупой или бинокуляром.

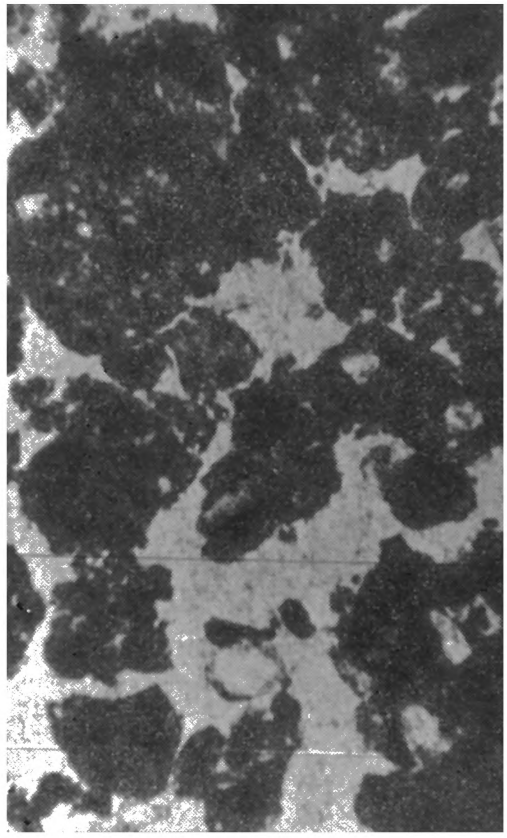


Фото 1. Сложные поры упаковки в горизонте оксик почв энтрустокс, штат Минас-Жерайс, Бразилия. Параллельные николи, ув. 71х.

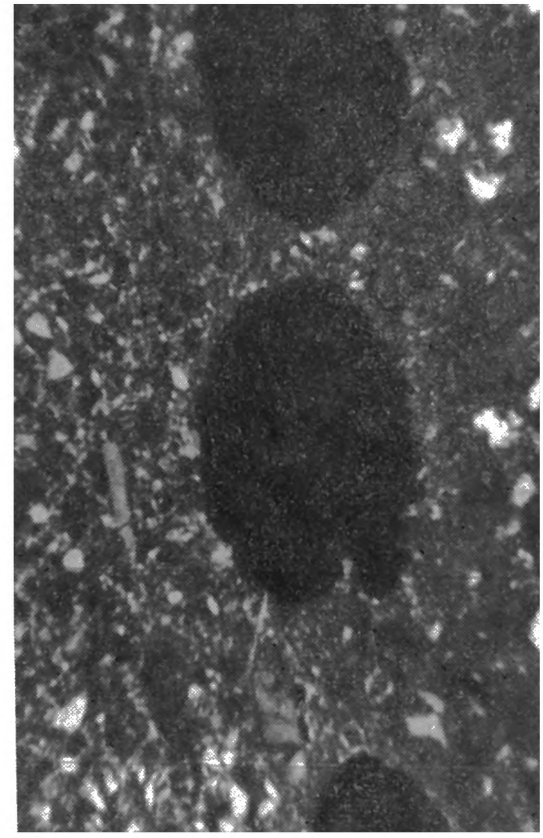


Фото 2. Пузырьковые поры у поверхности почв торрифлювент, штат Аризона. Скрещенные николи, ув. 71х.

Фото 3. Прямые трещины в поверхностных горизонтах почв торрифлювент, штат Аризона. Скрещенные николи, ув. 71х.

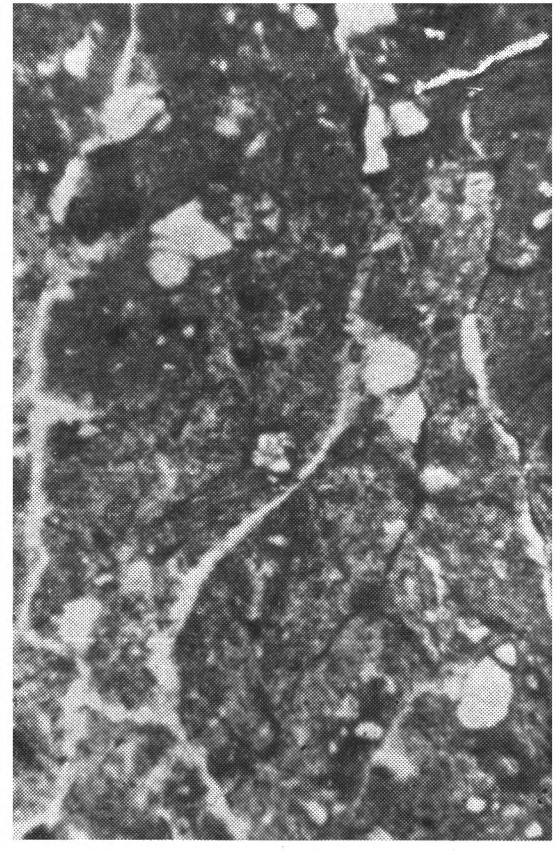


Фото 4. Косые трещины в горизонте аржиллик в почве гапларгид, штат Аризона. Параллельные николи, ув. 71х.

Трещины. Пустоты, развитые в одном направлении, называются трещинами. Причиной их образования является иссушение почвы[1]. По форме и расположению трещины классифицируются следующим образом. *Прямые* трещины более или менее параллельны друг другу (фото 3). Их особенно легко наблюдать в срезах, сделанных перпендикулярно пластинкам плитчатой или листоватой структуры. *Изогнутые* трещины образуют крайне неправильную сеть. Обычно они бывают узкими, а стенки их параллельны и обнаруживают ясную аккомодацию педов (фото 4). *Извилистые* трещины являются промежуточными между трещинами и нетрещинными порами. Они бывают шире, чем изогнутые трещины, и хуже совпадают друг с другом.

Трещины наиболее типичны для почв неоднородного механического состава.

Кутаны. Бруер предложил слово «кутан» для описания ряда микроструктур, определив его как «изменение в механическом составе, структуре или строении естественных поверхностей почвенного материала благодаря концентрации отдельных компонентов почвы и (или) изменений плазмы in situ; кутаны могут состоять из материала любых компонентов почвы».

Таким образом, термин «кутан» является достаточно общим, и некоторые его характерные разновидности могут быть легко определены и описаны. До появления работы Бруера существовала масса терминов для обозначения концентраций или изменений материала на естественных поверхностях. К ним относятся глинистые пленки, глинистые натеки, железистые пятна, железистые пленки, марганцевые пятна, кремнеземистая присыпка, плоскости скольжения (slickensides), грани давления, карбонатный псевдомицелий и многие другие[2]. Все они теперь объединяются термином «кутан».

Бруер классифицирует кутаны по трем признакам: положению по отношению к пустотам и зернам скелета, минералогическому и химическому составу, строению частиц — компонентов кутана[3].

---

[1] Трещины могут образоваться и в результате сжатия при замерзании и последующем оттаивании. — *Прим. ред.*

[2] Микроморфологические признаки, объединяемые в понятии «кутан», состоят из различных по генезу, составу и значению образований. Вследствие этого термином «кутан» нивелируются различия в происхождении образующих их глин. — *Прим. ред.*

[3] О минералогическом составе кутанов при микроморфологических исследованиях можно судить лишь предположительно. Разделение кутанов по расположению повторяет классификацию пустот. — *Прим. ред.*

Фото 5. Мелкие извилистые трещины в горизонте аржиллик почвы гапларгид, штат Аризона. Скрещенные николи, ув. 71х.

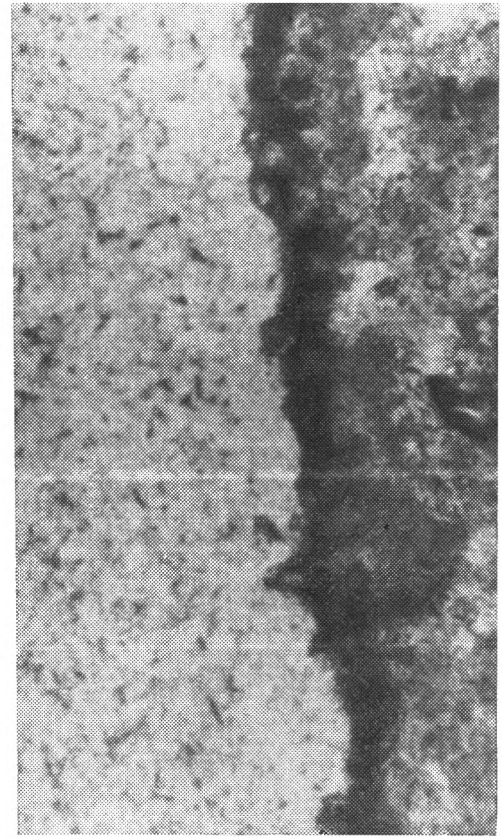


Фото 6. Тонкий манган в нижней части горизонта аржиллик почвы гапларгид. Скрещенные николи, ув. 350х.

Классы кутанов по расположению. Кутаны названы по тем образованиям, с которыми они связаны. *Кутаны извилистых пор-трещин, кутаны камер* и *кутаны каналов* могут служить примерами первой группы кутанов. Во вторую группу включены кутаны зерен и педов, а именно те кутаны, которые полностью покрывают отдельные скелетные зерна или агрегаты. *Кутаны свободных зерен* (они же кутаны простых пор упаковки) — это кутаны на зернах, не разделенные никакой другой плазмой. *Кутаны зерен, включенных в матрицу,* встречаются на крупных зернах, находящихся вместе с кутанами в самой матрице. Кутаны на педах подразделяются в зависимости от их порядка (первичные, вторичные или третичные) или от расположения поверхности агрегата (горизонтальная, вертикальная).

Классы кутанов по составу. Термины для этой группы образуются прибавлением окончания «ан» к сокращенному названию минералогического или химического состава кутана.

Темно-бурые или черные кутаны, непрозрачные в шлифах и вскипающие от 30% H_2O_2, указывают на присутствие окислов марганца и называются *манганами* (манг-марганец, manganese; ан-кутан) (фото 6). *Органаны* — кутаны, состоящие из органического вещества, обычно не вскипающие при действии H_2O_2.

Солюаны — кутаны растворимых солей состоят из налетов кристаллов солей, таких, как карбонаты, хлориды, сульфаты. По степени растворимости, определяемой с помощью микрохимических реакций, можно более точно установить состав таких кутанов. Многие солюаны крайне непостоянны. В аридных районах при высоком содержании солей в ирригационных водах каждый вегетационный период вокруг корешков образуются солюаны, которые затем растворяются глубокой предпосевной промывкой почвы. Ранее они обычно описывались как карбонатный псевдомицелий, или мицелярные карбонаты[1].

Силаны (кремнеземистые кутаны) внешне напоминают светлые пленки с тусклым блеском. Их можно спутать с солюанами[2], но легко восстановить истину, проверив растворимость таких образований в воде или отсутствие кристаллического габитуса при рассмотрении под лупой.

---

[1] Вероятно, имеются в виду солевые скопления вокруг корней, наблюдаемые с помощью лупы; карбонаты не относятся к легкорастворимым солям. — *Прим. ред.*

[2] Силаны и солюаны встречаются в генетически различных почвах. Первые — в подзолистых и серых лесных почвах, а вторые — в засоленных. — *Прим. ред.*

Фото 7. Кутан иллювиирования горизонта аржиллик почвы гаплустальф, штат Аризона. Первично глинистый кутан содержит тонкий слой окислов железа и гумуса. На границе кутана с матрицей — узкая пора — канал. Параллельные николи, ув. 350х.

Фото 8. Кутан стресса в горизонте аржиллик почвы аргустолл, штат Аризона. Шлиф ориентирован таким образом, что виден анизотропный характер материала, прилежащего к каналу. Скрещенные николи, ув. 350х.

Фото 9. Аржиллан с высокой степенью ориентации. Хорошо видны две полосы погасания, определенным образом передвигающиеся при повороте столика микроскопа. Скрещенные николи, ув. 350 х.

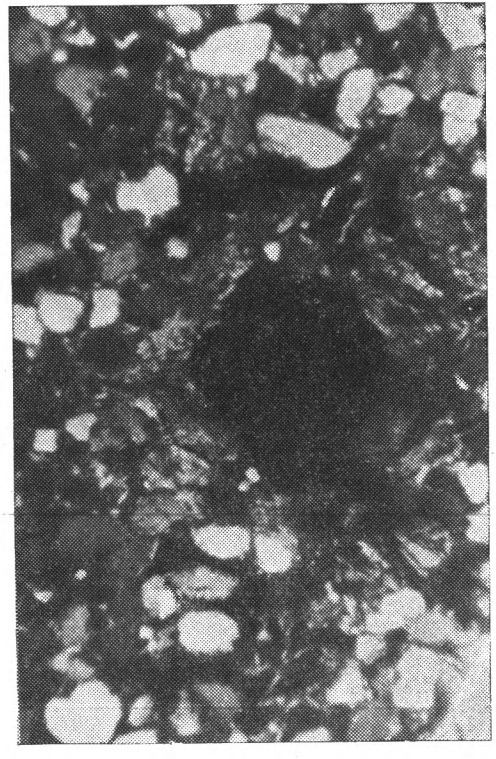


Фото 10. Аржиллан с низкой степенью ориентации на песчаных зернах. Погасание скорее пятнистое, чем отчетливо полосчатое. Скрещенные николи, ув. 71х.

Зерна скелета, находящиеся на поверхности кутана, названы «скелетанами»; раньше их называли «кремнеземистой присыпкой». Скелетаны часто встречаются в верхней части горизонта аржиллик.

Два наиболее хорошо изученных типа кутанов бывает нелегко отнести к какому-либо классификационному выделу. Речь идет о *сескванах* и *аржилланах*. Аржилланы, называемые прежде глинистыми пленками или натеками, часто состоят не только из глины, но и из соединений железа и органического вещества. Проблема заключается в отделении этого типа кутанов от сескванов или кутанов полуторных окислов. Бруер очень искусно справился с этой задачей, считая, что кутаны с явным присутствием глины следует называть аржилланами, а кутаны с концентрациями органического вещества или железа соответственно органо-аржилланами или ферри-аржилланами.

Термин «сескван» сохраняется, таким образом, для тех кутанов, которые непрозрачны в шлифах и легко растворяются в дитионите (Aguilera, Jackson, 1953). Если нет возможности провести изучение таких кутанов в шлифах и (или) в лаборатории, достаточно убедиться в характере глянцевитого блеска поверхности с помощью лупы, чтобы правильно их определить. Аржилланы в отраженном свете имеют глянцевитый блеск, а сескваны, имея блестящую поверхность, такой глянцевитостью не обладают. Рассмотренные примеры не исчерпывают всего многообразия кутанов, описанных Бруером.

Классификация кутанов по внутреннему строению и особенностям границ. Кутан на стенке поры имеет, естественно, резкую внешнюю границу. Внутренняя граница, то есть граница с почвенным материалом, имеет важное диагностическое значение. Рассмотреть ее можно только под световым микроскопом. У кутанов, сформированных в результате иллювиальных процессов (кутаны иллювиирования), внутренняя граница бывает резкой, а сам кутан обнаруживает слоистость (фото 7). У кутанов, возникших благодаря действию сил натяжения (кутаны стресса), граница оказывается диффузной (фото 8).

Внутреннее строение кутана также указывает на его генезис. Исследование этого строения возможно лишь с помощью петрографического микроскопа. Непрозрачные кутаны, такие, как манганы и сескваны, таким методом не могут быть изучены. В аржилланах с их кристаллическими глинами определяется и исследуется степень оптической ориентации. Современные взгляды сводятся к тому, что высокая степень ориентации в аржилланах свидетельствует о хорошей окристаллизованности глин и отсутствии педотурбаций (фото 9). Низкая

степень ориентации связана либо с нарушениями, либо со слабой окристаллизованностью глины (фото 10); (Buol, Yesilsoy, 1964; Khalifa, Buol, 1968; Nettleton, Flach, Brasher, 1969).

При изучении внутреннего строения кутанов следует обращать внимание на наличие различных слоев. В кутанах иллювиирования нередко обнаруживается переслаивание кристаллической глины окислами железа, марганца или органическим веществом (фото 7).

Прочие новообразования (pedological features). Бруером были описаны и многие другие почвенные новообразования. Им определены педотубулы

как новообразования, состоящие из почвенного материала иной концентрации и (или) расположения, чем в матрице, и имеющие форму трубок — одиночных или целых систем — с резкой внешней границей. Форма трубки подразумевает, что поперечный срез представляет собой круг или эллипс, то есть педотубула имеет много общего с каналами.

Педотубулы нередко трактуются как каналы, созданные корнями или почвенной фауной и заполненные впоследствии материалом из другого горизонта. Макроформы педотубул известны под названием кротовин (Soil Survey Staff, 1951). Педотубулы разделяются на подклассы по внутреннему строению, составу плазмы, внешней форме и отчетливости.

Глебулы Бруером определены

как трехмерные тела в S-матрице, округлые или удлиненные, морфология которых не соответствует современным условиям формирования [1]. Глебулы легко опознаются или по повышенной концентрации какого-либо компонента почвы, и (или) по различию в строении с вмещающим материалом, и по резкой внешней границе.

Они разделяются Бруером на *нодули* — «глебулы с недифференцированным внутренним строением...»; *конкреции* [2] — «глебулы с концентрическим строением относительно центра, который может быть точкой, линией или плоскостью...»; *папулы* — «глебулы, состоящие из глинистых минералов со сплошным и (или) слоистым строением и резкими внешними границами. Обычно папулы имеют округлую или удлиненную форму». Глебулы образуются различными путями. Нодули образуются либо in situ, либо при отложении наносов — путем аккреции, большая часть конкреций образуется тоже аккре-

---

[1] Определение нестрогое; морфологическое несоответствие может пониматься различно. — *Прим. ред.*

[2] Термин «конкреции» многими употребляется в более широком значении. — *Прим. ред.*

цией, а папулы могут быть обломками аржилланов, разрушенных при педотурбациях (Hole, 1961).

Выбросы мезофауны, или экскременты, являются характерным микроморфологическим новообразованием, и нередко они являются более устойчивыми, чем педотубулы [1].

Исследования микроморфологических особенностей. Многие микроморфологические особенности могут быть изучены только в шлифах с помощью петрографического микроскопа. Однако их изучение начинается в поле с подробного рассмотрения и описания местоположения в почвенном профиле. Необходимо также полное описание всего профиля и тщательное описание микроморфологических особенностей с помощью лупы.

Изготовление шлифов производится различными способами (Bourbeau, Berger, 1947; Brewer, 1964; Buol, Fadness, 1961; Grossman, 1964). Общим является просушивание образца, вытеснение воздуха из пустот с последующим заполнением их смолой. Нежелательно высушивать образцы с высоким содержанием органического вещества или разбухающих глин типа 2 :1. При таком составе почвы промораживают. Для сырых почв используются также полимерные смолы типа карбовакс 6000 с высоким молекулярным весом (Mitchell, 1956).

Цель микроморфологических исследований. Большая часть микроморфологических исследований помогает вскрыть генезис почв. Идентификация аржилланов иллювиирования явилась важной частью определения горизонта аржиллик (Soil Survey Staff, 1960), признаки плоскостей скольжения важны для диагностики почв с мобильной почвенной массой, то есть вертисолей или подгрупп «вертик» (глава 16).

Микроморфология важна также при изучении взаимодействия почвы с растением. Суало, Джексон и Мак-Кракен (Soileau, Jackson, McCracken, 1964) выяснили, что искусственные аржилланы иллювиирования, смешанные с окислами железа, снижают потребление растениями калия. Халифа и Боул (Khalifa, Buol, 1969) считают, что природные аржилланы иллювиирования снижают потребление P, K и отчасти N растениями.

Хотя не всегда удается прийти к окончательным выводам о генезисе того или иного признака в почвах, можно с уверен-

---

[1] Мы рассмотрели лишь наиболее широко распространенные новообразования. Для более подробного ознакомления следует обратиться к работе Бруера (Brewer, 1964).

ностью сказать, что микроморфология сильно способствует этому. Внимательное изучение микроморфологических признаков почв стало составной частью всякого детального почвенного исследования. Микроморфологические исследования существенно дополняют другие анализы (Kubiena, 1964). Как мы увидим далее, признаки, описываемые с применением микроморфологического метода, играют особенно важную роль в понимании генезиса почв [1].

[1] Следует поддержать оценку роли микроморфологии, даваемую авторами, хотя она не вполне согласована с предыдущими рассуждениями. — *Прим ред.*

ГЛАВА 4

СОСТАВ ПОЧВЫ И ЕГО ХАРАКТЕРИСТИКА

Опытный почвовед может получить ясное представление о почве на основании полевого изучения ее морфологии. По морфологическим описаниям профилей почв можно судить о ее свойствах и делать выводы о ее качестве. Однако современное почвоведение, как и современная агрономическая наука, нуждается в количественных данных о составе почвы.

Роль лаборатории и данные о составе почвы, получаемые в лаборатории. Для четкого разделения почв на группы необходимо основываться на лабораторных измерениях некоторых свойств почв. Например, для выявления различий между сильно и менее выветрелыми тропическими почвами и почвами других районов необходимы определенные характеристики их химического состава. Наиболее репрезентативными в этом случае являются: содержание «свободных» окислов железа, емкость обмена и количество выветрившихся минералов.

В современных классификационных системах большое внимание уделяют данным о количественном составе почв. Некоторые свойства почв используются при создании классификаций, причем выбираются свойства, важные для понимания генезиса или вызывающие изменения других свойств. В таких случаях широко применяются аналитические методы.

Развитие методов и критериев отбора данных. Выбор данных о составе почвы в качестве основы для классификации должен отражать современное понимание и теоретический уровень знаний о почвообразовании. Теорией определяется выбор важнейших данных для понимания свойств почвы и для различных видов их использования. Это можно проиллюстрировать историей развития идей о выборе наиболее важных данных по составу типов почвы и улучшением аналитических методов за последние пятьдесят лет. «В последние десятилетия имеет место информационный взрыв знаний» в поч-

воведении, классификация же является зеркалом, отражающим этот процесс.

До тридцатых годов XX столетия почвоведы широко применяли валовой химический анализ почвы. Масса времени и усилий ушло на сбор данных об элементном составе почв, то есть о содержании различных элементов, определенных «мокрым химическим методом» и выраженных в форме окислов в образцах. Например, в каждом образце тщательно определялось процентное содержание алюминия, кремния, железа, кальция, калия и других «основных» элементов. Весовые проценты каждого из них выражались в форме окислов. Полученные весовые проценты делились на молекулярные веса каждого компонента, в результате чего получали молекулярные проценты. Отношения этих молекулярных процентов (называемых молекулярными отношениями), рассчитанные для каждого горизонта, использовались для суждений о выносе или аккумуляции элемента, что являлось основанием для оценки направления почвообразования. Например, молекулярное отношение кремнезема (SiO_2) к полуторным окислам (Fe_2O_3 и Al_2O_3), свидетельствующее об аккумулятивном характере последних, рассматривалось как критерий «латеритизации» [1]. Использовались также показатели выщелачивания, отношения щелочей и щелочноземельных элементов к кремнезему или сумме кремнезема и Al_2O_3 (Jenny, 1941).

Такие анализы были чрезвычайно трудоемкими и сложными. Нерастворимые формы исследуемых элементов надо было перевести в растворимые для последующего определения химическими методами. (Большая часть этих элементов находится в почве в виде нерастворимых силикатов). Чаще всего применяли сплавление с карбонатом натрия. До 40-х годов XX века, когда появились колориметры и спектрофотометры, элементы осаждали и определяли весовыми методами. Почвоведы, работавшие «классическими методами» количественного анализа, могут подтвердить, что это очень долгое и утомительное занятие. Сплавление с карбонатом натрия для валового элементарного анализа было описано Канехиро и Шерманом (Kanehiro, Sherman, 1965; Jackson, 1958).

Примером собранных таким образом данных и их интерпретации является американский Сельскохозяйственный атлас (Marbut, 1935). В этом атласе Марбутом и его сотрудниками подобраны прекрасные валовые анализы для наиболее важных типов почв США. Валовые анализы выполнены погоризонтно и

[1] Не только «латеритизации», но и вообще тех или других изменений химического состава материнской породы или толщи почв в процессах почвообразования. — *Прим. ред.*

сопровождаются расчетами молекулярных отношений. Современные почвоведы склонны несколько отворачиваться от этих «старомодных материалов». Следует, однако, помнить, что и валовые анализы, и молекулярные отношения чрезвычайно полезны, а первые почвоведы, являвшиеся нашими интеллектуальными родителями, имели серьезные причины, побудившие их заниматься этим трудным и утомительным делом.

Эти причины следующие.

1. Методика анализов была уже разработана в классической аналитической химии.

2. В те времена не все почвоведы понимали достаточно ясно, что наиболее тонкая часть почвы — ил — состоит из кристаллических минералов со строго упорядоченным расположением ионов. Неизвестно было и то, что один и тот же элемент может находиться в различных структурных позициях, будучи компонентом нескольких минералов. Наиболее тонкие фракции почвы считались состоящими из аморфных смесей окислов и (или) гидроокислов элементов.

3. В 20—30-е годы XX века не существовало еще понятия доступности питательных элементов. Так, не учитывалось, что растения могли потреблять калий, находящийся только в обменной форме, то есть составляющий лишь 5—10% валового его содержания. В то время все думали, что почва является складом элементов питания, и поэтому учитывали валовое содержание каждого элемента в каждом почвенном горизонте.

В 30-х годах XX века ученые пришли к выводу о том, что почвенные глины, если не все, то большая их часть, имеют кристаллическое строение и что активные, или доступные, формы элементов питания с агрономической точки зрения важнее их общих запасов. В сороковых годах появились новые приборы и новые методы, такие, как рентгеновский анализ, применимый с соответствующими модификациями для изучения глинистых минералов почвы; колориметры, пламенные фотометры, спектрофотометры, а также новые методы обработки почвы для извлечения наиболее активных компонентов элементов питания.

Развитие аналитической техники немедленно привело к изменениям в способах оценки состава почвы. Так, многие почвенные лаборатории, широко используя новую технику, полностью исключили валовый анализ[1] из своего обычного набора анализов, независимо от целей исследований (почвенно-генетических, агрохимических и др.).

[1] В СССР для генетических целей валовый анализ почвы и выделяемого из нее ила используется в различных модификациях и в настоящее время, конечно, наряду со всеми другими новейшими методами. — *Прим. ред.*

Остановимся теперь на различных аспектах состава почвы, методах его характеристики и возможностях интерпретации аналитических данных.

Принципы и методы исследований состава почвы. Свойства почвы, непосредственно отражающие генетические процессы или влияющие на них, выбираются для изучения как основные свойства, дифференцирующие профиль. В этом заключается принцип *генетического подхода.* Если из двух генетически равнозначных свойств необходимо выбрать одно, выбирается то свойство, которое имеет большее значение в сельском хозяйстве.

Свойства почвы, которые нельзя быстро и количественно исследовать в поле, изучаются в лаборатории по образцам. Границы между группами почв с определенными свойствами находят чисто эмпирическим методом проб и ошибок. Например, почвы умеренно теплых (субгумидных) районов сравниваются с соседними почвами умеренно теплых гумидных территорий (например, почвы северо-востока США с почвами юго-востока). Исходя из теории генезиса почв можно предположить, что во втором случае почвы сильнее выщелочены, имеют меньшую степень насыщенности основаниями, особенно в нижних горизонтах. Эмпирически устанавливаются количественные градации степени насыщенности для почв каждой группы. Образцы исследуемых почв в нашем примере анализируются, и на основании полученных результатов почвы относят к тому или иному классу. Путем подобной *эмпирической корреляции* мы страхуем себя от слишком большого доверия своим гипотезам, которые, как правило, бывают неполными, и одновременно избегаем «предсказаний будущего». Другим преимуществом этого способа является наличие реального прототипа каждого класса почв в природе. Для описания и измерения тех почвенных свойств, которые, будучи избраны для классификации и оценки почв, не могут быть определены непосредственно, имеются строгие прописи лабораторных анализов (Bridgman, 1927; Smith, 1963). Например, содержание глины определяется серией стандартных лабораторных измерений, так как глины из различных почв мира по-разному ведут себя при аналитической обработке.

Во всех случаях лабораторные работы начинаются с рекомендаций по сбору почвенных образцов. Выбор педонов для этой цели является очень важной операцией, требующей массы дополнительных забот. Время, силы и деньги, вложенные в лабораторные работы, окажутся бесполезно потраченными, если взяты нерепрезентативные образцы. Разные специалисты, ис-

пользующие полученные результаты для разных целей, совершат в таком случае массу ошибок и получат неверные выводы. Неверной будет и классификация почв, если неверно выбран педон или взяты образцы из горизонтов педона. Образцы следует брать из педона, выявленного при полевых исследованиях, причем он должен представлять собой либо вполне определенный контур крупномасштабной карты, либо определенный таксономический уровень. По нашим наблюдениям, почвоведы-съемщики и другие исследователи при работе в поле создают себе преувеличенный и идеализированный образ профиля исследуемых почв, то есть они представляют себе почву с более развитым горизонтом А, большей мощностью профиля и лучшей его дифференциацией на горизонты, чем это бывает на самом деле. Таким образом, для взятия образцов они невольно ищут педон с нетипичным профилем, не характеризующим реально существующие почвы. Этой распространенной ошибки надо стараться избегать, так как она уже причинила нам немало трудностей. Брайантом (Bryant, 1964) был предложен способ выбора мест взятия образцов для изучения генезиса почв и крупномасштабной съемки, состоящий из системы квадратов на площади не меньше чем два ключевых участка, каждый из которых имеет площадь не менее 100 га. Из горизонтов А и В в 15 точках были взяты пробные образцы для лабораторных определений основных параметров. Результаты детальных морфологических исследований, подкрепленные лабораторными анализами, используются при выборе педонов для детального сбора образцов. Дольмэн (Dolman, 1967) пользовался этой методикой для характеристики хистосолей в восточной части штата Северная Каролина. Конечно, такая трудоемкая методика не может применяться при обычных почвенных исследованиях, ею желательно пользоваться при проведении глубоких исследований в целях выяснения генезиса почв и их классификации Обычно при специальных работах по генезису пользуются двумя профилями, находящимися на расстоянии нескольких километров друг от друга. Однако для выявления главных тенденций и амплитуды колебаний свойств какой-либо таксономической или картографической единицы необходимо большее число профилей. Нельсон (Nelson, 1961) показал, что почвенные серии[1] прибрежной равнины в штате Северная Каролина можно достаточно точно охарактеризовать пятнадцатью и более профилями.

Некоторые основные принципы сбора почвенных образцов были разработаны и изложены Клайном (Cline, 1944, 1945),

[2] Самый низкий таксономический уровень американской классификации. См. гл. 14. — *Прим. ред.*

который подчеркивает, что *объемы* почвы, из которых берутся образцы, представляют собой популяции, а не площади. Многие подробности самой техники взятия образцов при генетических и агропроизводственных исследованиях изложены в «Руководстве по проведению почвенной съемки» (Soil Survey Staff, 1951). Приступающим к самостоятельному сбору образцов лучше начать с изучения этой работы. На наиболее важных ее положениях, дополненных собственным опытом, мы бы хотели остановиться.

1. Для сбора образцов необходимо найти неокультуренные естественные почвы, кроме тех случаев, когда специально изучаются окультуренные почвы.

2. Откосы вдоль дорог и канав не могут быть использованы для сбора образцов, кроме тех случаев, когда они только что обнажены и при этом не нарушен верхний горизонт. Причиной нерепрезентативности образцов, взятых из подобных мест, является изменение их структуры и состава в результате частых циклов увлажнения — иссушения, а также сильного окисления, высокой активности корней и почвенной фауны, загрязнения пылью и т. д.

3. Наилучшим и незаменимым для взятия образцов является почвенный разрез, близкий по размерам среднему педону (2×1—2 м). Различные виды бурения не дают удовлетворительных результатов, так как они не позволяют контролировать границ горизонтов, а также создают опасность загрязнения[1].

4. Одна из стенок разреза должна сохраняться «чистой», неиспользованной, предназначенной специально для взятия образцов, что особенно важно помнить, если разрез сделан трактором или экскаватором. Желательно для этого использовать хорошо освещенную стенку.

5. После того как стенка для взятия образцов зачищена, необходимо выделить генетические горизонты и тщательно описать их морфологию, используя при этом наблюдения по всему педону, особенно в отношении мощностей горизонтов.

6. Из переходных горизонтов небольшой мощности (10—15 см) образцы брать не следует.

7. Если необходимо взять много образцов при бурении, рекомендуется двигаться при этом сверху вниз. После того как взят образец из какого-то горизонта, остаток почвы при бурении следует удалить, стараясь при этом не загрязнить образцы из нижних горизонтов материалом вышележащих. Если взятие

---

[1] С таким категорическим осуждением почвенной шурфовки, как вспомогательного средства при почвенной съемке, согласиться нельзя. Впрочем, сами авторы ниже также говорят о бурении. — *Прим. ред.*

кернов не является основной задачей, лучше начинать сбор образцов снизу вверх, после отбора образцов из подгоризонтов горизонта А.

8. Общие образцы и керны необходимо тщательно упаковать, не забывая вкладывать этикетки внутрь образца, а снаружи делать надписи.

9. Для микроморфологических исследований берутся глыбы и комки почвы в их естественном залегании (при этом отмечается верх и низ образца). Образцы помещают в коробочки либо, когда берутся сплошные монолиты (через все горизонты), в специальные ящики для последующего изучения их в лаборатории под бинокуляром и изготовления шлифов для микроморфологических исследований.

ИЗМЕРЕНИЕ СВОЙСТВ ПОЧВ В ЛАБОРАТОРИИ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

Гранулометрический (механический) анализ. Этим анализом выясняется процентное соотношение основных элементарных частиц почвы: песка, пыли и ила. Принимаемые в настоящее время почвоведами размерные границы этих трех групп таковы: песок — от 2 до 0,05 мм, пыль — от 50 до 2 мк, ил — менее 2 мк[1] (рис. 5). Механический анализ состоит из двух операций: диспергирования почвы и разделения ее на установленного размера фракции. Диспергирование обычно достигается встряхиванием или помешиванием почвы с раствором гексаметафосфата натрия (раствором Кальгона). Определение содержания пылеватых и глинистых частиц производится пипеткой или гидрометром при осаждении частиц. Количество песка определяют просеиванием на ситах. При этом используют обычно серию сит, для подразделения песка на несколько подфракций (Day, 1965, SCS-USDA, 1967). При почвенных исследованиях, когда важно получить точные данные о содержании илистых частиц в каждом горизонте, предпочтительнее пользоваться методом пипетки. Однако нередко возникают трудности диспергирования почв, богатых полуторными окислами, которые цементируют почвенную массу. В таких случаях вводят коэффициент 2,5, умноженный на % содержания влаги, удерживаемой при давлении 15 бар. (Soil Survey Staff, 1967). Он дает более точные данные о содержании глины.

---

[1] В советском почвоведении, как известно, приняты иные границы тех же трех групп фракций. — *Прим. ред.*

При почвенных исследованиях, когда необходимо выяснить перемещения глины по профилю, бывает очень полезно вычислить отношение тонкой глины (частиц менее 2 мк) к крупной глине (2—0,2 мк), но для этого требуется центрифугирование (Jackson, 1956). Применение подобного расчета базируется на предположении о большей подвижности ила в иллювиальных процессах, по сравнению с физической глиной. Данные обычных механических анализов позволяют судить *в пределах почвенного профиля* — между горизонтами о:

1. Перемещении глины и наличии или отсутствии горизонта аржиллик. Особенно показательно при этом отношение ил/глина, расширяющееся в иллювиальных горизонтах.
2. Степени влияния леса в сравнении с почвами прерий, развитых в сходных условиях в переходных между лесами и прериями зонах. Оно оценивается по интенсивности передвижения ила.
3. Типе почвообразовательного процесса.
4. Литологических неоднородных по характеру распределения по профилю разных фракций песка, пыли и ила.

Объемный вес. Объемный вес — это отношение веса определенного объема почвы к весу равного объема воды или вес в единице объема. Другими словами, объемный вес — «отношение массы к общему или макроскопическому объему всех почвенных частичек вместе с поровым пространством в образце» (Blake, 1965). Обычно объемный вес выражается в г/см. Данные об объемном весе используют для вычисления общей порозности (считая, что средний удельный вес почвы равен 2,65 г/см^3) и объемных процентов или миллиметров доступной влаги. Объемный вес определяется: а) с помощью бура, б) по комочкам почвы, покрываемых пластиком или парафином, в) в открытом разрезе, г) денситометрически с гамма-излучением (Blake, 1965). Последние два метода обычно редко используются при исследованиях для классификации почв, так как методика с гамма-излучением требует сложного оснащения, а определение в открытом разрезе не всегда целесообразно для одного почвенного горизонта, поскольку необходима сравнительно большая работа по расширению разреза. Методика парафинированных или покрытых смолами комочков почвы широко используется в последнее время. Она основана на сопоставлении веса почвы в воде и в воздухе (Brasher et al., 1966) и особенно удобна для твердых или очень плотных горизонтов, где бурение затруднительно. Преимущество в данном случае заключается также в возможности по тому же образцу определить потенциал сжатия — разбухания или линейного расши-

рения (Grossman et al., 1968). Однако необходимо отметить, что величины, полученные «комочковым» методом, оказываются завышенными, так как не учитывается межпедовое или «поровое» пространство.

Данные об объемном весе могут быть использованы для характеристики свойств почв и почвенной классификации следующим образом:

1. Можно выявить плотные слои в профиле, такие, как фраджипэны, и количественно определить степень их развития.
2. Можно определить и рассчитать присутствие в почве вулканического стекла и пемзы (величины объемного веса ниже 0,85 свидетельствуют о наличии вулканического стекла в минеральных почвах, бедных органическим веществом).
3. Можно определить степень выветривания и изменения горизонта С, развившегося из изверженных или метаморфических пород (сапролитов), если объемный вес уменьшается от 2,65 до 2 и менее за счет дезинтеграции породы и развития порового пространства.
4. Можно оценить возможности проникновения корней в почву, поскольку известны зависимости между величинами объемного веса и активностью проникновения корней (Veihmeyer, Hendrickson, 1948).
5. Можно определить объемные изменения в почвах, связанные с почвообразованием, например вынос или аккумуляцию вещества в каком-либо горизонте в тех случаях, когда профиль развивается на однородной не двучленной породе.

Параметры почвенной влажности. Для понимания генезиса почв и использования выработанных представлений чрезвычайно полезно знать содержание в них воды (в объемных процентах) при давлении 15 бар, то есть «влажности завядания» растений. «Сухими» при классификации называются почвы с содержанием влаги ниже этой величины (Soil Survey Staff, 1960). Знание «влажности завядания» полезно также при расчетах перемещения ила. Конечно, данные о полном поглощении влаги в интервале давления от <1 до 15 бар интересны и полезны при расчетах запасов влаги и условий орошения, но при проведении обычных почвенных исследований их не определяют. Измерение натяжения почвенной влаги при низких величинах сосущей силы — от 1 до 2 бар — производится на образцах с ненарушенной структурой почвы с помощью камеры давления. При более высоких значениях, сосущей силы около 15 бар, применяются пластины и мембранные аппараты, в которых образцы почвы разрушаются (Richards, 1965; SCS-USDA, 1967). Это связано с тем, что влагоемкость в наиболее сухих почвах

сильнее всего зависит от величины удельной поверхности почвы (Richards, 1965).

Для целей классификации почва считается «обычно сухой», если ее влажность ниже влажности при 15 барах в течение более чем половины безморозного периода, и «обычно влажной», если ее влажность выше 15 бар в течение более чем половины периода, когда почва не промерзает (Soil Survey Staff, 1960).

Способность к сжатию — набуханию и линейное натяжение. Некоторые почвы легко разбухают при намокании и сжимаются и растрескиваются при высыхании, что обычно связывают с высоким содержанием в таких почвах монтмориллонитовых глин. Подобные явления важны не только для характеристики физических свойств поверхности почвы (широкие и глубокие трещины в сухой сезон), но, представляя собой почвенно-генетический процесс, они важны и для учета при разработке классификации. Это свойство почв количественно учитывается с помощью коэффициента линейного расширения (КОЛР) или потенциального изменения объема (ПИО, или индекс разбухания). Первый критерий чаще используется почвоведами, второй — грунтоведами (Franzmeier, Ross, 1968). Величины ПИО измеряются специальным инструментом с эталонами натяжения (Henry, Dragoo, 1965). Величина КОЛР определяется следующим образом (Grossman et al, 1968; Soil Survey Staff, 1967):

$$\text{КОЛР} = \frac{L_m}{L_d} - 1,$$

где L_m — высота влажного образца;
L_d — высота сухого образца.

Коэффициент обычно рассчитывается по различиям объемного веса комочков почвы, покрытых пластиком (Brasher et al 1966), во влажном ($^1/_3$ бар или $^1/_{10}$ в грубых песчаных почвах) и в абсолютно сухом состояниях (Grossman et al, 1968; SCS-USDA, 1967).

$$\text{КОЛР} = \sqrt[3]{\frac{Db_d}{Db_m}} - 1,$$

где Db_d — объемный вес сухого образца;
Db_m — объемный вес влажного образца.

Данные КОЛР имеют следующее значение:

1. Если он превышает 0,09, можно ожидать заметных явлений сжатия — усадки (Soil Survey Staff, 1967).

2. Если он превышает 0,03, предполагается значительное количество монтмориллонитовых глин (Grossman et al., 1968).

ХИМИЧЕСКИЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ[1]

Емкость катионного обмена. Способность почвы сорбировать и удерживать катионы, а также обмениваться некоторыми из них путем обратимых химических реакций является очень важным ее свойством как для изучения плодородия и элементов питания, так и для выяснения генетических особенностей почв. Данные о катионном обмене широко используются при построении классификаций. Однако определение емкости остается довольно эмпирическим, и различные аналитические методы анализа дают разные результаты (Chapman, 1965; Coleman, Thomas, 1967; Jackson, 1958).

Различия в результатах определения емкости обмена катионов (ЕО) разными методами обусловлены следующими причинами:

1) различиями в величинах ЕО при разных значениях pH, при которых проводится определение в связи с различной реакционной способностью основных поглотителей в почве: глинистых минералов, гидроокислов железа, аморфных соединений, органических веществ;
2) применением растворов разных соединений для вытеснения поглощенных катионов. Некоторые ионы обмениваются и вытесняются легче, другие (например, калий) быстро захватываются или фиксируются некоторыми глинистыми минералами.

Несмотря на эти трудности и проблемы, определения ЕО дают величины, отражающие способности разных почв удерживать катионы, степень выветрелости почв и их общую химическую активность. Двумя наиболее распространенными вариантами определения ЕО является вытеснение аммонием при pH-7 и метод суммирования всех обменных катионов, непосредственно определенных в почве (в том числе водород и алюминий или обменную кислотность) при pH-8,2 (Mehlich, 1938). Второй вариант дает завышенные результаты, что связано с возрастанием емкости обмена органических веществ при щелочных значениях pH, а также глинистого минерала каолинита и аморфных соединений типа аллофанов. В почвах с высоким содержанием монтмориллонита этого явления не наблюдается.

---

[1] Более правильно назвать этот раздел «физико-химические и химические определения». — *Прим. ред.*

В связи со значительными колебаниями величин ЕО с изменением pH, особенно в сильно выветрелых почвах с высоким содержанием каолинита и гидроокислов железа, было предложено разделить ЕО на две составляющие: на «постоянный заряд» и «заряд, зависящий от величины pH» (Coleman, Weed, McCracken, 1959). Величина первого определяется суммой отрицательных зарядов на решетках глинистых минералов, возникших при замещении катионов с низкой валентностью катионами с высокой валентностью в процессе образования глинистых минералов. Компоненты ЕО, зависящие от pH, возникают при ионизации с повышением pH почвы и представляют собой некоторые функциональные группы в органическом веществе почвы, или группы OH, связанные с обломками листочков глинистых минералов, или гидроокислы железа и алюминия. С возрастанием pH увеличивается ЕО за счет перечисленных компонентов. Постоянный заряд минеральных почв в принципе легко измерить с помощью буферного солевого раствора, например 1n KCl, определив в нем основания и обменный алюминий (Coleman, Weed, McCracken, 1959). Однако было обнаружено, что в действительности железистые пленки, а также ионы алюминия (и железа) «блокируют» часть постоянного отрицательного заряда своим большим положительным зарядом (Coleman, Thomas, 1964, 1967), проникая в решетки слоистых силикатов типа 2 : 1. Поэтому не имеет смысла пытаться измерить и использовать в классификации «постоянный» заряд ЕО. Получить же о нем общее представление можно, суммируя все поглощенные основания и вытесняемый нейтральной солью алюминий (обменный); особенно полезен этот показатель для сильно выветрелых почв, с горизонтом оксик (Soil Survey Staff, 1967). Тем не менее представления о емкости обмена интерпретируются следующим образом.

1. Оценивается присутствие в почве того или иного глинистого минерала. Было установлено (Grim, 1968), что величины емкости обмена глинистых минералов, определенные ацетатным методом при pH-7, колеблются в следующих пределах: каолинит — 3—15; группа смектита (в том числе монтмориллонит) — 80—150; иллит (гидрослюда) — 10—40; вермикулит (несмешанно-слоистый) — 100—150 и хлорит — 10—40 мг-экв.

2. Устанавливается относительная степень выветрелости минеральной части почвы. Малая емкость обмена связывается с отсутствием или исчезновением первичных и аккумуляцией вторичных минералов с малой емкостью в результате процесса выветривания. Высокие емкости обычно характерны для менее выветрелых почв, с менее выветрелой минеральной частью с наличием первичных минералов как резерва элементов питания

растений. Условной границей между высокой и низкой емкостью обмена служит величина 10 мг-экв/100 г почвы при содержании ила в подпочве (горизонты В) не менее 30—40%.

3. В агрономии и лесоводстве очень важно значение питания растений. Высокая емкость поглощения минеральных почв указывает на достаточный запас питательных веществ. При повышенной кислотности происходит увеличение обменного алюминия в поглощающем комплексе, создающего серьезные проблемы кислотности.

4. При строительстве важны явления набухания — усадки и линейного расширения материала, что связано с присутствием монтмориллонита в почве, легко устанавливаемого по величине емкости обмена.

5. Данные о емкости обмена используются для расчета «ненасыщенности почв основаниями» — широко используемого почвоведами и агрохимиками понятия, характеризующего почву и рассматриваемого ниже. При этом необходимо знать метод определения емкости обмена.

Обменные катионы и обменная кислотность. Положительно заряженные ионы, уравновешивающие отрицательный заряд почвенных глин и органических веществ, могут быть разделены на две группы: обменные основания и кислото-продуцирующие ионы. В первую группу, более распространенную в почвах и потому чаще используемую в классификационных схемах, входят кальций, магний, натрий и калий; во вторую — водород и алюминий. Обычно в кислых почвах присутствуют и водород и алюминий, определяющие «обменную кислотность». Обменная кислотность вызывается исключительно алюминием (Coleman, Thomas, 1967), хотя все, кто писал об этом явлении, называли как синоним обменной кислотности водород [1].

Методы определения поглощенных оснований заключаются в вытеснении ионов из почвенных коллоидов и их последующее определение в полученном растворе пламенной фотометрией, атомно-абсорбционной фотометрией и титрованием (Heald, 1965; Jackson, 1958; Prince, 1965; Rich, 1965; SCS-USDA, 1967).

В исследованиях почвенной кислотности лабораторным путем обычным стало определение общей обменной кислотности и поглощенного алюминия. Для определения общей обменной

[1] Здесь авторы отрицают участие Н в обменной кислотности, а на стр. 97 пишут, что обменный водород присутствует в значительных количествах только при pH ниже 4 и при наличии большого количества органических кислот. Последнее более правильно, и наличие Н связано, как правило, с мощными трудноразлагающимися лесными подстилками Продуцирование в этих условиях Н может идти и при pH выше 4. — *Прим. ред.*

кислотности обычно пользуются методом Мелиша (Mehlich, 1938) с хлоридом-триэтаноламином бария забуференного при pH-8,2. Для определения обменного алюминия почва промывается небуферным раствором соли (например, 1н KCl), а в фильтрате титрованием или спектрофотометрически определяется алюминий (Coleman, Weed, McCracken, 1959; Lin, Coleman, 1960; McLean, 1965).

Данные по составу обменных оснований могут показывать следующие изменения в почвах.

1. С повышением количества обменного натрия в поглощающем комплексе и увеличением емкости обмена свойства почвы прогрессивно ухудшаются. Основным диагностическим признаком горизонта натрик является количество обменного натрия, превышающее 15% суммы обменных катионов или емкости поглощения. (Если нижележащий горизонт С содержит натрия >15% емкости объема, то горизонт натрик опознается по сумме Na+Mg, превышающей сумму Ca+H.)[1]

2. Отношение обменного кальция к обменному магнию является критерием относительной выветрелости и развития почвы. В гумидных и субгумидных районах количество обменного магния[2] возрастает с возрастом почвы и степенью ее развития быстрее, чем количество поглощенного кальция.

Очень важное значение имеет состав поглощенных оснований для минерального питания растений, но этот вопрос здесь не обсуждается.

Выводы из рассмотрения данных по обменной кислотности, особенно в отношении участия водорода и алюминия, таковы:

1. Обменная кислотность возрастает с усилением выщелачивания и выветривания в гумидных условиях.

2. При содержании алюминия свыше 60% емкости обмена он становится токсичным (Evans, 1968; Nye et al, 1961). Содержание обменного алюминия является важным показателем почвы, определяющим питание растений, а также генетические особенности положения почв.

3. Обменный водород присутствует в *значительных* количествах только при pH ниже 4 и при наличии больших количеств органических кислот. Источниками подвижных кислот являются:

---

[1] Сопоставление неясное. Нельзя представить себе, чтобы при наличии обменного Na в почве присутствовал бы и обменный H. — *Прим. ред.*

[2] Вопрос о роли обменного магния как показателя возраста почв и степени их развития остается также недоказанным. Во многих случаях содержание Mg связано с породами или вторичным образованием монтмориллонитовых слитых почв (Vertisol). Подмечаемое возрастание обменного Mg в некоторых почвах и условиях может объясняться и его более прочной связью с коллоидами. — *Прим. ред.*

а) серная кислота, образующаяся при окислении сульфидов в дренированных маршевых почвах («кошачьих глинах»), или в отходах горнодобывающей промышленности [1];
б) большие количества очень кислых подстилок под хвойными лесами и верещатниками на песчаных почвах обычно в прохладном и влажном климате, образующих слаборазложившийся органический слой над горизонтом сподик (подстилку типа «мор»);
в) высокие дозы внесения аммонийных удобрений на песчаных почвах.

4. Появление больших количеств обменного водорода в органических почвах. Этот ион доминирует в очень кислых торфе или перегное, однако есть доказательства появления подобной кислотности и за счет обменного алюминия, удержанного или закомплексированного органическим веществом.

Очень небольшие количества обменного водорода могут наблюдаться в почвах в интервале pH-6—7, особенно если преобладают глины типа 2 : 1, и еще меньше в интервале pH-4—4,5

Итак, наиболее важной характеристикой, получаемой из данных по обменной кислотности и обменным основаниям, является установление доли участия каждого из обменных оснований в ПК.

Измерение pH. Определение pH как показателя кислотности или щелочности почв было рассмотрено в соответствующем разделе главы 1. Ниже рассмотрим методику лабораторных определений pH и важность этого показателя для классификации почв (SCS-USDA, 1967).

В общем, измерение pH минеральных почв в суспензии с отношением почва:вода 1:1 (pH H_2O) полезно и желательно, но оно не может дать достаточного представления о химизме почвы и о таких ее свойствах, как, например, обменной кислотности, обменном алюминии и обменных основаниях. Тем не менее по величинам pH H_2O минеральных почв мы можем дать следующие основные заключения.

1. pH $< 3{,}5$ — связан с резким повышением кислотности от кислых сульфатов при увлажнении — высыхании. Если образец взят с приморских равнин, можно быть уверенным, что это «кошачья глина», или кислая сульфатная почва, трудная для сельскохозяйственного освоения. Если образец взят при глубоком

---

[1] Авторы не упоминают очень важный «антропогенный» фактор подкисления почв за счет выпадения с атмосферными осадками сернистых промотходов. — *Прим. ред.*

бурении или из шахт, можно полагать, что такое pH обусловливается окислением захороненного геологического материала. Проверить это можно попеременным смачиванием и высушиванием с параллельным определением pH. Если имеет место падение pH в результате циклов переменного увлажнения — иссушения, — можно полагать, что мы имеем дело с кислой сульфатной почвой (Fleming, Alexander, 1961, Moormann, 1963).

2. pH<4,5. Обусловливается обменным алюминием и присутствием большого количества обменного водорода. Источниками водорода могут быть:

а) сильные кислоты радикалов, диссоциирующие в органических фракциях (возможно лишь в почвах, переходных к хистосолям, или в эпипедонах «хистик»);

б) свободные кислоты, образующиеся при окислении сульфидов или серы в сульфаты, как в «кошачьих глинах»; но не в такой сильной степени, как указано в пункте 1;

в) обменный водород, возникший за счет гидролиза удобрений в горизонте Ap. Проверить это можно промыванием почвы водой с измерением при этом величины pH, которая в случае присутствия солей удобрений должна повышаться после промывания на 1 или 0,5 pH.

3. pH от 4,5 до 5,8 в минеральных почвах: обменного алюминия достаточно, чтобы задерживать развитие растений, степень насыщенности основаниями низкая (Kamprath, 1967).

4. pH от 4 до 5,2 в хистосолях или в эпипедонах хистик (почвы, относительно обогащенные органическим веществом): обменных алюминия и водорода достаточно, чтобы сильно влиять на рост растений. При малом содержании глины в горизонте или отсутствии подстилающего минерального горизонта, надо думать, что кислотность связана с обменным водородом. Нам представляется, что в хистосолях содержится мало обменного алюминия при pH-5—5,2 и достаточно кальция для произрастания большей части пропашных культур в умеренном климате. По-видимому, это связано с различной природой обменных органических функциональных групп и комплексированием Al в хистосолях.

5. pH-5,8—6,5 — кислотность невелика (связана, вероятно, с гидроокислами Al и органическими функциональными группами): присутствует и гидроний. Кислотность влияет на такие чувствительные к кислотности культуры, как люцерна. Степень насыщенности почвы колеблется от 70 до 90% в зависимости от типа преобладающих глинистых минералов.

6. pH-6,5 — 8 — почвы обычно полностью насыщены основаниями, обменного алюминия нет, может присутствовать свобод-

ный $CaCO_3$ только в том случае, если диффузия во внутренние части агрегатов ограниченна.

7. pH-8 — 8,5 — почва полностью насыщена основаниями, есть свободный $CaCO_3$, поглощенные катионы полностью представлены Ca и Mg.

8. pH-8,5 — 10 — в почве много легкорастворимых солей, и электропроводимость почвы высокая; присутствие обменного Na возможно, но не настолько, чтобы говорить о горизонте натрик [1].

9. pH > 10 — почва сильно насыщена натрием, это уже — «alkali soil» [2].

Для хистосолей и горизонтов хистик измерение pH лучше производить при соотношении почва : вода 1 : 5 или 1 : 10. Полезны также определения pH в 1 н растворе KCl (pH_S), особенно для сравнения с pH_{H_2O}. Если при значениях pH ниже 6, pH_{H_2O} выше pH_{KCl} на 0,5 или более, то можно предположить присутствие в почвенном растворе больших количеств обменного Al или закомплексированного Al, медленно переходящего в обменный Al. Различия в значениях водного и солевого pH связаны с гидролизом алюминия, вытесняемого калием. Если pH_{H_2O} ниже pH_{KCl}, то почва имеет большой положительный заряд за счет обилия в ней гидратов окислов железа. Этот признак является характерным свойством большой группы — «акрик» в порядке оксисолей. (Различия в значениях pH связаны с вытеснением ионов OH ионами Cl.)

Степень насыщенности основаниями (СНО). Степень насыщенности почв основаниями определяется по величине емкости обмена (сумме поглощенных оснований) и обменной кислотности, по Мелишу (Coleman, Thomas, 1967; SCS-USDA, 1967), по следующей формуле:

$$\text{СНО} = \frac{\sum \text{обменных оснований} \times 100}{\sum \text{обменных оснований} + \text{обменная кислотность}}.$$

Степень насыщенности можно рассчитать, пользуясь величиной емкости обмена, полученной прямым определением или вытеснением оснований аммонием.

Знание величин СНО позволяет:

1. Определить степень выщелоченности почвы, для чего особенно важно соотношение СНО подпочвы — горизонта B и

---

[1] О солонцовом (см. гл. 14). — *Прим. ред.*

[2] Солонец. — *Прим. ред.*

верхней части горизонта С, так как по ним можно выявлять степень замещения обменных оснований обменной кислотностью. Поэтому этот показатель широко используется в почвенной классификации, в исследованиях почвенного плодородия и при характеристике режимов элементов минерального питания. Два классификационных порядка почв отличаются друг от друга различиями в СНО подпочвы. Так, почвы, развивающиеся в районах с большим количеством осадков, с высокими температурами и на древних геоморфологических поверхностях, имеют СНО горизонта В (только почвы с горизонтом аржиллик) ниже 35% или степень насыщенности в них уменьшается от В к С. Более высокие значения СНО характерны для почв влажных умеренных районов и для почв более молодых ландшафтов тропиков и субтропиков.

2. Для выделения горизонта моллик диагностическая величина СНО должна быть выше 50; напомним, что горизонт моллик является главным диагностическим горизонтом для выделения порядков. Таким образом, СНО используется в качестве диагностического критерия для трех порядков.

Свободное (подвижное) железо. Это железо состоит из свободных гидроокисных форм, не связанных с кристаллическими решетками силикатов, и восстановленных форм. Они встречаются в виде глинисто-железистых пленок или в виде отдельных частичек, возможно их нахождение в межпакетных промежутках глин. Значение свободных форм для классификации почв связано с тем, что концентрация железа свидетельствует об интенсивном выветривании, а также влияет на окраску почвы. Свободное железо фиксирует фосфаты и способствует лучшей агрегации почв и устойчивости агрегатов.

Для определения свободного железа обычно пользуются методом восстановления железа лимоннокислым натрием, переводящим его в хелатные формы в присутствии бикарбоната натрия в качестве буфера с последующим колориметрическим определением (Mehra, Jackson, 1960). В некоторых лабораториях эта методика применяется в несколько измененном виде (Kilmer, 1960; SCS-USDA, 1967).

Данные по содержанию и распределению свободного железа в почвах позволяют установить следующие генетические зависимости.

1. В почвах с легко выветривающимися железосодержащими минералами возрастает количество свободного железа с интенсификацией выветривания и с увеличением возраста почв.

2. Количество свободного железа уменьшается с ухудшением

ТАБЛИЦА 2

Содержание свободных окислов железа в некоторых почвах штата Вирджиния (Rich, Obenshain, 1956)

Серия почв	Класс естественного дренажа	Свободное Fe в % от валового
Метапик	Хороший дренаж	1,72
Берти	Несколько затрудненный дренаж	1,03
Отелло	Плохой дренаж	0,39
Портсмут	Очень плохой дренаж	0,03

дренажа, что определяется по доле свободного железа от его валового содержания (см. табл. 2).

3. Содержание подвижного железа вместе с подвижным углеродом и алюминием используются в качестве диагностического показателя горизонта сподик, в котором происходит аккумуляция железа и (или) алюминия и гумуса.

Электропроводность насыщенной водной вытяжки. В некоторых ландшафтах аридных и полуаридных районов происходит значительное накопление солей в почвенном растворе. Это нежелательное явление оценивается количественно по электропроводности насыщенного раствора. Последний получается путем вакуумного фильтрования насыщенной водной суспензии почвы (в пастообразном состоянии). (U. S. Salinity Laboratory Staff, 1954). Количество водорастворимых солей можно определить с помощью прибора с мостиком Уинстона. Результаты выражаются в милимо/см при 25° С.

При составлении почвенной классификации учитывается величина электропроводности более 2 милимо/см (25° С) как диагностический признак порядка аридисолей.

Реакция растений на различные уровни содержания солей в почвах была детально описана сотрудниками Лаборатории засоления США (в 1954). К засоленным относят почвы с проводимостью свыше 4 милимо/см (25° С).

Органическое вещество и его компоненты. Наиболее важными элементами органического вещества для генетических и классификационных исследований являются углерод и азот. Общее количество органического вещества определяется косвенными методами по содержанию органического углерода и выражается в процентах органического углерода. Раньше для пересчета общего углерода в органическое вещество использовали коэффициент 1,724. Однако теперь, по материалам

Бродбента и Эллисона (Broadbent, 1965; Allison, 1965), выяснилось, что отношение органического вещества к углероду различно в разных почвах и что для верхних горизонтов интервал колебаний этого коэффициента составляет 1,8—2, так что средней величиной следует считать коэффициент 1,9.

Органический углерод чаще всего определяется методами сухого сжигания (нагревание в печи и измерение выделяющегося при этом CO_2) или мокрого сжигания по степени восстановления сильного окислителя (Allison, 1965, Broadbent, 1965). Поскольку методика сухого сжигания и учета CO_2 является вполне количественной, этот метод предпочтительнее (Allison, 1965). Содержание органического углерода определяется этим способом в тех случаях, когда необходима точная информация для генетических и классификационных целей. При мокром сжигании чаще всего пользуются методикой Уолкли-Блэка. По этому методу почва вступает в реакцию с большим количеством хромовой кислоты; избыток ее оттитровывается (Allison, 1965). Поскольку в этом методе используются некоторые допущения и приближения, он является менее точным, но требует меньше времени и более простой аппаратуры; обычно он вполне приемлем для полуколичественного определения органического С.

В современной почвенной классификации (Soil Survey Staff, 1960, 1967) высказывается пожелание приводить содержание гумуса в килограммах углерода на единицу площади почвы; такое выражение данных представляет более четкий и полезный критерий. Для этого весовой процент органического углерода следует умножить на объемный вес (для получения объемных процентов) и на мощность каждого из рассматриваемых горизонтов (SCS-USDA, 1967).

Азот обычно определяется в почвах макрометодом по Кьедадалю (Bremner, 1965) в тех случаях, когда данные нужны для изучения генезиса почв и для классификации. Полный обзор методов определения азота был подготовлен Бремнером (Bremner, 1965), краткое изложение наиболее распространенных из них дано в инструкции к проведению почвенной съемки Soil Survey Investigations, Report № 1 (SCS-USDA, 1967).

Данные по углероду и азоту позволяют выявлять следующие особенности.

1. Содержание органического углерода в различных горизонтах является хорошим показателем степени аккумуляции гумуса в различных условиях среды. Оно служит основной характеристикой почв, в которых гумусонакопление является преобладающим почвообразовательным процессом, например в почвах степей и лугов. Содержание органического углерода явля-

ется, таким образом, важным диагностическим критерием горизонтов моллик и умбрик. Содержание органического вещества на единицу площади ($м^2$) используется в диагностике некоторых подпорядков и больших почвенных групп в новой классификации, например в диагностике некоторых тропических почв с интенсивным гумусонакоплением в профиле (Soil Survey Staff, 1960, 1967).

2. Количество органического углерода (органического вещества) используется для отделения органических почв (хистосолей) от минеральных.

3. Отношение органического углерода к азоту— C : N — служит важным показателем степени разложенности органического вещества в почве; с усилением гумификации это отношение суживается. Хорошо минерализованный почвенный гумус имеет отношение C : N около 12—13, в то время как отношение C : N в соломе составляет 40. Однако отношение C : N не относится к числу главных диагностических критериев американской классификационной системы.

Минералогический состав. Для лучшего понимания и удобства изложения рассмотрение почвенных минералов целесообразнее проводить по двум группам: 1) скелет-первичные минералы, минеральные зерна, микрокристаллические агрегаты и обломки, унаследованные в большинстве случаев от материнской породы, и 2) глинистые минералы и аморфные тонкодисперсные компоненты (размера глинистых минералов). Первая группа состоит из песчаных и пылеватых частиц, вторая составляет илистую фракцию. Однако в некоторых случаях первичные минералы могут входить и в илистую фракцию, а глинистые — в пылеватую и песчаную фракции.

Минералогия скелетной части почвы. Первичные минералы этой группы обычно представлены пылеватыми и песчаными зернами, причем каждое зерно представляет собой минерал. Под микрокристаллическими агрегатами, относимыми к этой группе, понимается вулканическое стекло (смесь разных первичных минералов) и опал (микрокристаллический кремнезем). К обломочному материалу относятся осколки различных пород, состоящие из разных минералов, по размерам близкие к песку и пыли Подверженность минералов выветриванию будет подробно рассмотрена ниже.

Минералы, составляющие скелет, вместе с микрокристаллическими агрегатами опознаются и учитываются количественно под поляризационным микроскопом после соответствующей подготовки образца. Рентгеновский анализ и инфракрасная спектроскопия также применялись для исследования первичных ми-

нералов, но они не дали таких хороших результатов, как иммерсионный анализ. Последний отличается чрезвычайной трудоемкостью, это видно хотя бы из того, что данных о минералогии почв очень мало. Методика подготовки образцов и проведения анализов изложена в ряде работ, например у Бруера или Милнера (Brewer, 1964; Milner, 1952), и обобщены в: Soil Survey Investigations Report № 1 (SCS-USDA, 1967). Диагностика минералов дается во многих минералогических руководствах, в том числе у Милнера: для почв лучше пользоваться сводкой Кэди (Cady, 1965).

Результаты минералогических исследований позволяют судить о следующих аспектах почвообразования:

1. Однородности минеральной части в разных горизонтах профиля.
2. Наличии литологической неоднородности (обнаруживается по скачкам в содержании различных минералов от горизонта к горизонту).
3. Содержании элементов питания и плодородии почвы (по количеству легко выветривающихся минералов и высвобождающихся элементов питания).
4. Степени преобразования, определяемой по соотношению выветривающихся и невыветривающихся минералов.
5. Предположительно — о типе формирования глинистых минералов и направлению развития почвы, по набору присутствующих в почве первичных минералов.
6. Присутствии в почве каких-либо необычных минералов, придающих ей специфические свойства, например вулканических пеплов, обусловливающих низкий объемный вес, способность фиксации фосфатов и большую влагоемкость.
7. Все вышеизложенное объясняет роль минералогии как одного из важных критериев в классификационной системе почв, особенно при выделении семейств (Soil Survey Staff, 1967).

Глинистые минералы и аморфные глины. Слоистые алюмосиликаты составляют основную массу глинистых минералов почвы. В некоторых, как правило, сильно выветрелых почвах присутствуют такие минералы, как гидроокислы железа, гиббсит или аллофаны, особенно в почвах, развитых на вулканических пеплах во влажных районах. Структура и состав глинистых минералов в почвах обстоятельно рассмотрены во многих работах, таких, например, как Грима (Grim, 1968). Глинистые минералы лучше всего определяются с помощью комплекса методов — рентгеновского, дифференциального термического анализа (ДТА), определения удельной поверхности, электронной

микроскопии. Все эти методы описаны в нескольких главах «Методов почвенных анализов» (Barshad, 1965; Kittrick, 1965; Kunze, 1965; Mortland, Kemper, 1965; Whittig, 1965), изданных Американским агрономическим обществом. Предварительные полуколичественные данные можно получить с помощью рентгеновского анализа в сочетании с ДТА. Однако даже и с применением этих методов определение количества глинистых минералов является скорее искусством, чем наукой. Это связано с эмпирическим характером подготовки образца, слабой окристаллизованностью и переменным химическим составом почвенных глинистых минералов (почвенные глинистые минералы не имеют таких четко определенных свойств, как музейные образцы или стандарты глинистых минералов). Дифракция не прямо пропорциональна количеству глинистого минерала, как это бывает при исследованиях мелких «сгустков» минералов. Джексоном, Джексоном и Мак-Кензи, Уайтингом (Jackson, 1964, Jackson, Mackenzie, 1964; Whittig, 1965) сделаны обзоры проблем, связанных с количественным определением глинистых минералов, и описаны некоторые методы.

Изучение глинистых минералов очень важно, так как позволяет:

1) предсказать некоторые физические свойства почвы: способность к набуханию — сжатию, влагоемкость, проницаемость;
2) характеризовать возможности катионного обмена;
3) оценить запасы калия и интенсивность фиксации K^+ и NH_4^+;
4) определить степень выветрелости минеральной части почв и интенсивность воздействия на нее различных факторов.

Вследствие большой зависимости свойств почв от глинистых минералов, особенности соотношений и распределения последних широко используются в качестве классификационных критериев. В новой американской классификации по свойствам глинистых минералов определяют группы семейств почв. Глинистые почвы подразделяются по типу присутствующих в них глинистых минералов.

ГЛАВА 5

ВЫВЕТРИВАНИЕ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ

Выветриванием называют физическое и химическое разрушение пород и образующих их минералов, неустойчивых в зоне контакта атмосферы и литосферы.

Выветривание исходного материала предшествует почвообразованию на плотных породах и сопровождает его на рыхлых наносах[1]. Выветривание можно рассматривать как непрерывный процесс в течение развития почвы до того момента, когда в ней не остается больше участвующих в реакции веществ[2]. Оно идет как в почвенном профиле, так и за его пределами. Следовательно, целесообразно различать геохимическое и почвенное выветривание, особенности которых были выявлены Джексоном и Шерманом (Jackson, Sherman, 1953). Геохимическое выветривание протекает ниже деятельной почвенной толщи (в горизонте С), а возможно, и ниже его. *Почвенным выветриванием* называется распад и химические изменения минералов в пределах почвенных горизонтов А и В, со всеми сопутствующими биологическими и другими процессами, характерными для почвообразования.

В этой главе мы стремились выделить и описать процессы выветривания, рассмотреть относительную устойчивость и сохранность наиболее распространенных минералов почв в процессе выветривания, а также общие условия синтеза новых почвенных минералов, образующихся из обломков и остатков исходных минералов в ходе выветривания.

---

[1] Разделение процессов выветривания и почвообразования на породах и рыхлых наносах, подвергающихся воздействию биологических агентов, необоснованно. Вероятно, целесообразнее считать процесс выветривания единым процессом (а не геохимическим и почвенным) и считать, что в пределах активного слоя он осложняется почвообразованием. — *Прим. ред.*

[2] Почвообразование слагается из существующих и непрерывно действующих противоположно направленных процессов, что исключает возможность иссякания веществ и прекращения реакций. — *Прим. ред.*

Геохимическое выветривание. К реакциям, составляющим часть геохимического выветривания, относятся окисление, восстановление и их сочетание в различных циклах; гидратация, растворение и гидролиз.

Окисление. Окисление относится к важным геохимическим реакциям, протекающим в хорошо аэрируемых почвах и породах в условиях доступа кислорода. В почвах наиболее обычной реакцией окисления является окисление железа, входящего в виде двухвалентного катиона в состав кристаллических решеток минералов: $Fe^{++} \rightarrow Fe^{+++} + e^-$, где e^- — перенесенный электрон. Эта реакция является частью общего процесса разрушения первичных минералов и сопровождается изменением заряда и размера ионов при переходе двухвалентных форм в трехвалентные, что вызывает нарушения в кристаллических решетках. Примерами подобных минералов могут служить биотит и глауконит широко известный как «зеленый песок» (Cloos, Fripiat, Vielvoye, 1961), железосодержащие разновидности роговых обманок, пироксены. Железо, освобождающееся при распаде первичных минералов, соединяется с ионами гидроксила OH и (или) с кислородом, образуя различные железистые минералы. При окислении первичных минералов таким же образом «освобождается» и марганец, но его геохимия значительно сложнее благодаря существованию нескольких степеней окисления.

Восстановление. В геохимических процессах восстановление имеет место в случаях насыщения среды водой (например, ниже уровня грунтовых вод), низкого запаса кислорода при высокой биологической потребности в нем. В результате железо восстанавливается в сильно подвижные двухвалентные формы (Cate, 1964) и может быть совсем вынесено из системы, если восходящие и нисходящие токи от грунтовых вод выражены достаточно отчетливо. При сохранении двухвалентного железа в системе оно образует сульфиды и связанные с ними соединения, что придает почвенной массе зеленые и голубовато-зеленые тона. Если железо остается в виде гидратов окислов (лепидокрокита), то оно создает характерные оранжевые и желтые пятна. Это явление обычно наблюдается при сравнительно высоком содержании органического вещества (Bloomfield, 1952; Brown, 1953; Jeffery, 1960; Marel, 1951).

Окисление — восстановление. Наиболее характерные признаки горизонта C и других исходных пород — изменения условий окисления — восстановления, нередко циклические, как реакции на изменения, связанные с тепловым и водным режимом. Может случиться так, что порода находилась длительное время в восстановительных условиях в течение цикла гео-

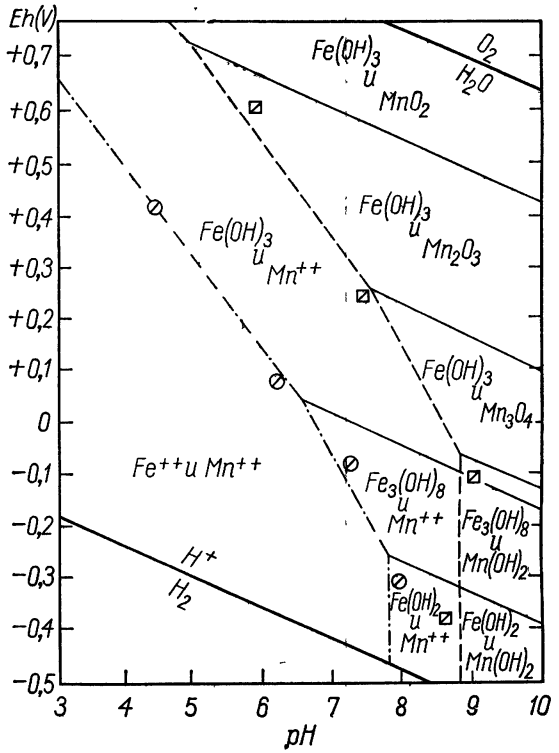


Рис. 7. Поля устойчивости железа и марганца при разных значениях Eh и pH в 0,01N соляной кислоте (J. F. Collins).

химического выветривания и перешла в фазу окисления, став материнской породой для почвы (горизонтом С). Такие изменения могут быть связаны с понижением уровня земной поверхности в результате эрозии, понижением уровня грунтовых вод в ходе эволюции ландшафта, климатическими переменами, искусственным поднятием или опусканием уровня грунтовых вод. Понять особенности окислительно-восстановительных процессов и последующих изменений в минеральной части почвы помогает диаграмма (рис. 7) Коллинза, Гаррелса и Криста (Collins, 1968; Garrels, Christ, 1965). На ней по сочетанию данных о значениях pH и Eh (окислительно-восстановительный потенциал) можно судить о формах железа и марганца в различных условиях. В геохимии подобные диаграммы весьма удобны. Если мы не знаем точных значений Eh, то по ним все

же можно приблизительно оценить интенсивность восстановительных процессов. Рассматриваемая диаграмма позволяет сделать ряд выводов, иллюстрирующих ее полезность. Один из них таков: с повышением кислотности возрастает устойчивость закисного железа в окислительных условиях. Таким образом, в очень кислых почвенных системах можно ожидать образование ионов двухвалентного железа, хотя сама система и находится в относительно окислительных условиях. Марганец ведет себя так же, как и железо, но восстанавливается при более высоких значениях Eh, чем железо при той же величине pH. Поэтому марганец остается в закисных формах при более высоких pH по сравнению с железом. Рассматриваемая модель объясняет более глубокое проникновение марганцевых новообразований вниз по профилю (по сравнению с железистыми в горизонте C) с усилением окислительно-восстановительных условий с глубиной.

Гидратация. Гидратация представляет собой присоединение молекул воды или гидрооксильных групп к минералам часто без изменения их состава. Она наблюдается прежде всего на поверхностях и гранях минеральных зерен; у солей гидратация захватывает все структуры целиком, причем свойства минералов при этом нарушаются. Примером подобного типа гидратации является переход ангидрита в гипс:

$$CaSO_4 + H_2O \rightarrow CaSO_4 \cdot 2H_2O \text{ (гипс)}.$$

Более обычной является сорбция молекул воды поверхностью минеральных зерен и ассоциирование гидроокислов и воды в координационной сфере алюминия и кремнезема на обломках минералов, например слоистых силикатов (слюд, в частности). Сорбированная таким образом вода оказывается мостиком, по которому ионы гидрония (гидратированный водород) проникают внутрь структур минералов. Ассоциирование воды или гидроокисла с алюминием и кремнием по краям обломков можно расценивать как первый шаг на пути к гидролизу.

Гидролиз. К явлениям гидролиза относится агрессия иона водорода с большим зарядом (называемого вместе с его гидратной оболочкой гидронием), по отношению к кристаллическим структурам. В результате происходит замещение оснований ионом водорода. Упрощенным примером является гидролиз ортоклазового полевого шпата:

$$KAlSi_3O_8 + H^+ \rightarrow HAlSi_3O_8 + K^+.$$

Образующаяся при этом «кремниевая кислота» не играет никакой роли в почве, так как она очень эфемерна и, возможно,

реально не существует. На самом же деле, кремний и алюминий перестраивают ионы кислорода и гидроокисла, в результате чего образуется аморфный минерал аллофан или кристаллический галлуазит $Al_2Si_2O_5(OH)_4$.

Другим примером гидролиза может служить замещение водородом (точнее, гидронием) межслоевого калия в кристаллических решетках слюд с образованием глинистого минерала иллита (путем частичного выноса калия) или вермикулита (при полном выносе калия). Этот процесс рассмотрен в работе Рича (Rich, 1964; Rich, Black, 1964) и иллюстрирован диаграммами.

В целом можно сказать, что гидролиз является наиболее важным процессом химического выветривания и приводит к полному распаду или очень сильному изменению выветривающихся первичных минералов.

Растворение. К растворению относят переход в раствор простых солей, таких, как карбонаты или хлориды, находящихся в кристаллической форме в некоторых исходных породах. Приведем пример растворения карбоната кальция, содержащегося в карбонатной морене или лёссовых отложениях:

$$CaCO_3 + 2H^+ \rightarrow H_2CO_3 + Ca^{++}.$$

Почвенно-химическое выветривание. Некоторые реакции выветривания являются присущими только почвам, или они только в почвах достигают максимальной интенсивности. Эти реакции были названы Джексоном и Шерманом (Jackson, Sherman, 1953) почвенно-химическими. Можно сказать, что данные реакции установлены почвоведами, хотя они могут протекать и в геохимическом плане в исходном почвенном материале и, как таковые, были обсуждены в начале этой главы. Ниже мы рассмотрим подобные реакции, протекающие в пределах почвенного профиля.

Циклы окисления—восстановления. Смена окислительных и восстановительных условий приводит к высвобождению железа и марганца из первичных минералов и их сегрегации в виде пятен или конкреций в профиле. На разрушение силикатных глин в почвах особое влияние оказывает смена сильно окислительных и резко восстановительных условий в почвах с затрудненным дренажем, например в прибрежных районах. По наблюдениям Кейта и Сахаи (Cate, Sukhai, 1964), а также Патрика и Уайатта (Patrick, Wyatt, 1964), здесь имеет место вытеснение обменного Al^{+++} обменным Fe^{++} в период восстановительных условий. С возвратом окислительной обста-

новки вытесняется обменное двухвалентное железо, а освободившиеся позиции в кристаллической решетке глин занимает алюминий. Выход алюминия расшатывает и разрушает кристаллическую решетку силикатных глин. Впервые подобное объяснение было предложено Неттлтоном (Nettleton, 1966) для слабо дренируемых почв прибрежной равнины штата Северная Каролина. Рассмотренный комплекс реакций, очевидно, играет существенную роль в почвенно-химических процессах выветривания в переувлажненных с преобладанием восстановительных условий почвах, которые периодически просыхают и окисляются. Однако окончательно оценить значение всех реакций пока еще трудно.

Выход алюминия из решеток глинистых силикатов и переход его в гидроокислы через обменное состояние. Этот почвенно-химический механизм объясняет разрушение глины (особенно монтмориллонитовой) в почвенном профиле. Схематически его можно представить себе следующим образом: предполагается, что первоначально почвенные глины были насыщены Ca^{++} и Mg^{++}, но в процессе кислого выветривания они были вытеснены водородом. Последний вызывает неустойчивость глинистых минералов, вытесняя из их решетки Al^{+++}, с чем может быть связан их последующий частичный распад. Гидролиз этого Al^{+++} порождает дополнительное количество H^{+}, вызывающее дальнейшее выветривание глины (Coleman, 1962; Coleman, Ragland, Craig, 1960). По-видимому, рассмотренный процесс объясняет разрушение монтмориллонита, унаследованного почвенным профилем от исходных минералов в условиях, где он является неустойчивым (большие суммы осадков и высокие температуры).

Вынос калия из слюд. Этот процесс выветривания, описанный в разделе о геохимическом выветривании, приобретает особое значение в тех почвах, где образуется много гидрония при разложении органических остатков и где велико содержание слюд в почвообразующей породе. Более или менее ощутимый вынос калия из межпакетных пространств слюд существенно нарушает расположения самих пакетов. В результате в почве оказывается свободный калий, который может быть «захвачен» на свободные «места». Емкость обмена при этом возрастает. Обычно рассматриваемые явления характерны для иллитов. Однако при усилении выноса K, достигающего 50% всего количества K в межпакетных пространствах, нарушается кристаллическая решетка и освободившийся калий с трудом захватывается системой. Оставшийся в кристаллических структурах K становится более доступным растениям (White, 1962; White, Anderson, Hensel, 1959). При полном выносе калия из

межпакетных пространств образуются глинистые минералы, близкие к иллиту и монтмориллониту.

Внедрение алюминия в решетки типа 2:1 глинистых минералов. Важным процессом перестройки глинистых минералов в кислых почвах является осаждение «островков» гидроокиси алюминия в межпакетных пространствах вермикулита и реже — монтмориллонита. Глина с Al в межпакетных пространствах называется «2:1 — 2:2 смешанослоистым образованием». Подобные образования особенно характерны для почв. В результате емкость катионного обмена глины частично уменьшается. Внедрившийся в межпакетные пространства алюминий вызывает обменную кислотность, хотя и с трудом участвует в обменных реакциях, поэтому возникшую кислотность не всегда легко определить.

Коэффициент устойчивости и ряды выветривания. Минералы почв можно расположить в порядке возрастания устойчивости или, наоборот, податливости к выветриванию, что бывает очень полезно. Так, с помощью такого ряда легко определить общую «степень выветрелости» минеральной части данной почвы в целях, например, прогноза естественных запасов элементов минерального питания в ней (плодородия), ее реакции на изменение внешних условий (физические свойства почвы и связи с типом глинистых минералов), оценки относительной роли и влияния различных минералов, присутствовавших в материнских породах с начала почвообразования. В связи с огромными различиями минералов, содержащихся в почве по характеру удельной поверхности и, следовательно, активности их удобнее разделить на две большие группы: песчано-пылеватые и тонкодисперсные.

«Ряд устойчивости» Голдича (Goldich, 1938) хорошо иллюстрирует особенности выветривния наиболее распространенных первичных минералов и согласуется с обычными эмпирическими представлениями об их устойчивости. Этот ряд с возрастающей устойчивостью минералов (сверху вниз) дан на рис. 8.

Геохимики и геологи, имеющие дело с «рядами реактивности» пород при высоких температурах, легко могут установить, что и здесь сохраняется сходная последовательность минералов, то есть наименее устойчивыми в гипергенных условиях являются минералы, кристаллизующиеся из «расплава» при наиболее высоких температурах. Очевидно, наибольшая неустойчивость минералов связана с более сильными нарушениями равновесия на границе раздела атмосфера — литосфера, то есть в педосфере.

Рис. 8. Сравнение рядов устойчивости песчаных и пылеватых минеральных частиц с рядами индекса выветривания глинистых частиц.

Первый ряд представляет собой серию первичных минералов в порядке их кристаллизации из расплавленной магмы (сверху вниз), а также подверженности к выветриванию Второй ряд представляет собой конденсированный вариант первого, где кварц и мусковит поменялись местами благодаря большой устойчивости в почвах глинистых слюдистых частичек. В верхних позициях, а также в большей части нижних этих рядов находятся вторичные минералы

[1] См. Goldich, 1938. Подчеркнуты первичные минералы.
[2] См. Jackson, 1968.

В левой, или «основной», ветви рассматриваемого ряда наблюдается усиление связи кремнекислородных тетраэдров с возрастанием устойчивости сверху вниз. Другими словами, наименее устойчивый минерал (оливин) состоит из «нескрепленных» кремнекислородных тетраэдров. Прочность структуры сохраняется лишь благодаря легко гидролизуемым катионам магния и легко окисляемым катионам железа. В кварце, самом устойчивом минерале, наблюдается наиболее прочная связь между кремнекислородными тетраэдрами: все атомы кислорода распределены с более чем одним атомом кремния; вместе с тем в более устойчивых минералах содержится значительно меньше легко гидролизуемых оснований.

В правой части ряда, или в полевошпатовой ветви, наблюдается уменьшение интенсивности разрушений в решетках от кальциевых полевых шпатов к калиевым. Двухвалентный кальций не входит в кристаллическую решетку полевых шпатов, хотя и балансирует избыток заряда, возникший при замещении алюминия кремнием. Большой одновалентный ион калия вполне удовлетворяет условиям равновесия зарядов, нарушен-

ных в результате замещений, и вместе с тем успешно размещается в кристаллической решетке полевых шпатов. Этим объясняется большая устойчивость ортоклаза по сравнению с плагиоклазом.

Удобной и полезной схемой податливости к выветриванию глинистых минералов является ряд, предложенный Джексоном с сотрудниками (Jackson et al., 1948), с последующими его модификациями (Jackson, 1968). Он состоит из 13 стадий, изображенных на рис. 8.

Сравнение диаграмм рядов устойчивости к выветриванию глинистого и пылеватого материала также представлено на рис. 8.

Положение кварца в рассматриваемых рядах устойчивости меняется в связи с увеличением удельной поверхности частиц кварца. Мусковит, напротив, более устойчив в наиболее тонких фракциях благодаря стабилизирующему эффекту кремнезем — алюминиевых слоев. В целом можно сказать, что глина в любой почве характеризуется модальным распределением двух или трех минералов, близких по устойчивости к выветриванию и отражающих определенную стадию выветривания почвы. С течением времени под воздействием климатических факторов глина становится индикатором стадий выветривания. Как и в ряду устойчивости Голдича для песчаных частиц, здесь хорошо видно влияние химического состава и внутренней кристаллической структуры минералов на их устойчивость к выветриванию. Минералы с высоким содержанием гидролизуемых оснований оказываются самыми неустойчивыми во всех рядах. Кремнезем — алюминиевые слои устойчивых слоистых силикатов оказывают стабилизирующее воздействие на ионы благодаря прочности тетраэдрических связей. Силикаты с кристаллической решеткой типа 1:1 более устойчивы по сравнению с силикатами типа 2:1 в связи с отсутствием в первых гидролизуемых оснований или окисляемого железа, замещающих Al. Простые гидроокислы Al и Fe более устойчивы вследствие своей низкой растворимости и высокой прочности связей металл-гидроксил и металл-кислород. При использовании последовательных рядов устойчивости к выветриванию необходимо помнить о нескольких опасностях. Одной из них является влияние прежнего климата в полигенетических почвах или палеопочвах. Другой является определяющая роль минералогического состава почвообразующих пород, что особенно характерно для почв, развитых на породах, богатых каолинитом, который и переходит (наследуется) в почву из породы. Возникает также проблема промежуточных 2:1—2:2 слоистых образований, поскольку переслаивание с алюминием, по-видимому,

определяет более высокую их устойчивость. Не следует также забывать и о том, что выветривание не идет по какой-либо одной схеме. В очень влажном климате с быстрым выносом продуктов выветривания из почв образование гиббсита идет быстро, в то время как в других условиях оно может происходить в течение миллионов лет. Концентрация почвенных растворов в течение ясно выраженного сухого сезона может привести к образованию своеобразных серий глинистых минералов, которые не могли бы возникнуть при тех же суммах осадков, но при отсутствии сухого сезона.

Синтез минералов в почвах. Важнейшими условиями педосинтеза вторичных или глинистых минералов в почвах является определенная концентрация ионов и ионные равновесия в почвенных системах, растворимость участвующих в педосинтезе химических соединений, условия pH-Eh и кинетика, или скорость, выноса оснований и кремнезема.

Условия концентраций и равновесных состояний ионов при синтезе минералов были недавно рассмотрены Гаррелсом и Кристом (Garrels, Christ, 1965) в количественном аспекте, что позволяет построить модель этих процессов. Высказанная ими точка зрения наиболее важна для почвоведов тем, что тип образующихся минералов следует рассматривать как следствие локальных условий в почве, а не общих влияний климата или среды в целом. При детальном исследовании глинистых минералов, образующихся на различных породах в Вирджинии, было выяснено, что химический состав выветривающейся породы оказывает существенное влияние на тип минералообразования (Barnhisel, Rich, 1967).

Как уже отмечалось, состояние систем pH-Eh в почве контролирует образование минералов гидроокислов железа и марганца. Например, в кислой среде, при низких значениях Eh (отрицательный или слабоположительный редокс-потенциал) образуются лепидокрокиты, железистые пириты и другие минералы с двухвалентным железом. В противоположных условиях, то есть в кислой среде, при резко окислительных значениях Eh образуется гетит, переходящий с течением времени в гематит.

Растворимость выветривающихся минералов, время старения и кристаллизации гелей, скорость выноса продуктов выветривания, таких, как кремнезем и основания, определяют в сумме время, необходимое для образования новых минералов и их типов. Если продукты выветривания выносятся быстро, а химические реакции идут с образованием веществ, характерных для развитых стадий выветривания, образуются такие про-

дукты, как гиббсит. С другой стороны, если вынос продуктов выветривания отсутствует, то создаются такие концентрации ионов кремния и магния, что образуется монтмориллонит.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ И СОХРАНЕНИЯ НАИБОЛЕЕ ОБЫЧНЫХ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ.

Смектиты (монтмориллониты и близкие к ним минералы). Для синтеза монтмориллонита необходимы сравнительно высокие концентрации кремнезема и магния, что обычно имеет место вблизи выветривающихся силикатов с повышенным содержанием магния (и железа). Высокая концентрация кремнезема поддерживается слабым оттоком или застаиванием воды в профиле. Монтмориллонит неустойчив при высокой концентрации гидрония и сильном выщелачивании. Однако он часто встречается в плотных глинистых почвах со слабым оттоком, следовательно, со слабым выщелачиванием, сохраняясь таким образом в условиях высокой интенсивности выветривания в тех случаях, когда он унаследован от материнской породы.

Вермикулит. Вермикулит образуется в условиях умеренной концентрации ионов гидрония, при этом калий (и магний) оказывается полностью вытесненным из межслоевых пространств. В исходных минералах обязательно присутствие слюды. Концентрация Si должна быть высокой, а концентрация Al в почвенном растворе — низкой, иначе Al выпадает из раствора с образованием переходных 2 : 1 — 2 : 2 слоистых минералов.

Иллит. Обязательными условиями его образования является присутствие слюд в исходной породе и средняя или высокая степень концентрации гидрония, способного частично вытеснить K из межпакетных пространств. Устойчивость процесса определяется сравнительно высокой концентрацией как Al, так и Si. Более высокая концентрация гидрония приводит к неустойчивости иллита и переходу его в вермикулит.

Слоистые 2 : 1 — 2 : 2 промежуточные вермикулиты с межслоевым Al. Эти минералы синтезируются при средней и высокой степени концентрации гидрония и Al и Si. Межслоевые пространства поглощают Al из раствора, что называется «антигиббситовым эффектом» (Jackson, 1963). Предшественниками обычно выступают слюды или монтмориллонит.

Каолинит. Каолинит синтезируется примерно при равных концентрациях Al и Si, высокой концентрации гидрония и,

что особенно важно, при отсутствии Mg и других оснований. Формированию его способствует присутствие слоистых силикатов, обусловливающих построение решетки типа 1:1.

Галлуазит. Этот минерал синтизируется при равных концентрациях Al и Si, освободившихся при быстром выветривании полевых шпатов, или в результате преобразования аллофанов в более упорядоченные кристаллические структуры. Для этого необходимы высокие концентрации гидрония и крайне низкие количества оснований или их отсутствие.

Гетит. Минерал образуется при сравнительно высокой (положительном ОВ — потенциале) и средней концентрации гидрония, при быстром распаде железисто-магнезиальных минералов или в результате конденсации гидратированного аморфного геля со временем. При продолжительных резко окислительных условиях Eh более + 100 MV и средних значениях pH идет медленное образование гематита.

Гематит. Образуется при высоких значениях Eh и нейтральном, слабощелочном pH путем потери гидроокислов более гидратированными формами — гетитом или непосредственно при разрушении железисто-магнезиальных минералов в интервале исключительно высоких значений pH-Eh.

Гиббсит. Минерал образуется и сохраняется при низкой концентрации Si и высокой концентрации гидрония, при отсутствии или ничтожном количестве оснований. Может образоваться путем старения алюминиевых аллофанов или гелей.

Аллофаны. Для образования аморфных минералов необходимы условия от средней до высокой концентрации гидрония и высокой влажности систем. Они образуются при быстром выветривании некристаллических вулканических пеплов или изредка при ускоренном выветривании полевых шпатов.

Заключение. За исключением истинного растворения и выноса ионов с какой-то территории, выветривание представляется почвоведам как процесс, протекающий в почве и глубже ее. Процессы химического выветривания направлены на преобразование исходного материала, с переводом его на наиболее низкий энргетический уровень, устойчивый в данных условиях. В результате образуются новые минералы в исходной почвенной массе.

ГЛАВА 6

ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ: ВНУТРЕННИЕ ПРОЦЕССЫ, ФОРМИРУЮЩИЕ ПОЧВУ

Ряды выветривания минералов вместе с почвенно-геохимическим преобразованием, рассмотренные в предыдущих главах, а также определенные физические явления, и составляют почвообразовательный процесс [1].

В настоящей главе мы рассмотрим основные концепции почвообразования и дадим краткие определения многочисленным, нередко перекрывающим друг друга, специальным почвенным терминам, связанным с этим кругом вопросов. Различные почвенные школы уделяют первостепенное внимание разным комплексам реакций в почвах, считая их ведущими в почвообразовании. Так, некоторые ученые представляют себе силикацию (Vilenskii, 1957) или иллювиирование (Stobbe, Wright, 1959) полуторных окислов как основные признаки подзолообразования. Однако мы не брали на себя задачу оценить здесь различные точки зрения по этим вопросам.

Общий характер почвообразовательного процесса. Почвообразовательный процесс представляет собой комплекс или последовательность явлений, включая как очень сложные реакции, так и сравнительно простую перестройку вещества. Все явления глубоко влияют на почвы, протекая одновременно или последовательно, усиливая или ослабляя друг друга (Роде, 1962; Simonson, 1959). Например, кальцификация и оподзоливание могут протекать одновременно в некоторых бораль фах — серых таежных почвах (табл. 3). Каждый процесс в своей основе направлен либо на сохранение почвы в ее настоящем состоянии, либо на ее изменение. Некоторые процессы, например рост кристаллов в пустотах крупного валуна или передвижение растворов в корне дерева, не могут рассматриваться как почвообразовательные процессы, хотя и валун и дерево контакти-

[1] Авторы почему-то не упоминают здесь биотически: явлений (микробиологических, биогеохимических и других). — *Прим. ред.*

ТАБЛИЦА 3

Процессы почвообразования как комплексы субпроцессов и реакций*

Процессы	Преобладание одной из категорий явлений**	Краткое определение
1а Элювиирование	3	Вынос материала из части почвенного профиля, например из горизонта альбик
1б Иллювиирование	3	Привнос материала в какую-то часть почвенного профиля, например в горизонты аржиллик или сподик
2а Выщелачивание (Обеднение)	2	Общий термин, означающий вымывание элювиируемого или растворимого материала из деятельной толщи почвы
2б Обогащение	1	Общий термин для поступления материала в деятельную толщу почвы
3а Эрозия, поверхностная	2	Снос (вынос) материала с (или) поверхностного слоя почвы
3б Кумуляция (Cumulization)	1	Эоловое или водное накопление минеральных частиц на поверхности деятельной толщи почвы
4а Декальцификация	3	Реакции растворения и выноса $CaCO_3$ из одного или нескольких почвенных горизонтов
4б Кальцификация	3	Процессы аккумуляции $CaCO_3$ в горизонте C_{ca} и в некоторых других горизонтах почвы
5а Засоление	3	Аккумуляция легкорастворимых солей—сульфатов и хлоридов Ca, Mg, Na и K в солевых (салик) горизонтах
5б Рассоление	3	Вымывание легкорастворимых солей из солевых горизонтов почвы

* Констатируя идейную близость этой схемы с системой элементарных почвенных процессов в советском почвоведении (И П. Герасимов, «Почвоведение», 1973, № 5) и считая приводимую схему полезной, нельзя не отметить неравноценность, а иногда и необоснованность выделения ряда ее подразделений Так, например, кумуляция скорее современный геологический, а не почвенный процесс; разложение, меланизация и осветление—слишком расплывчатые и широкие толкования; в некоторых других процессах явления, их составляющие, выражены в не меньшей степени; синтез скорее явление, чем процесс; то же касается и образования подстилки; само образование—это факт, а не процесс. С подстилкой и продуктами ее разложения может быть связано проявление различных процессов. Созревание—процесс неясно обоснованный и не понятный. В равной мере минерализация в толковании авторов вызывает недоумения.—*Прим ред*

** Под четырьмя категориями явлений понимается 1) поступление в почву; 2) вынос из почвы; 3) перемещения в пределах почвы; 4) трансформация материала в почве.

Продолжение

Процессы	Преобладание одной из категорий явлений **	Краткое определение
6а Осолонцевание (solonization)	3	Аккумуляция иона натрия в поглощающем комплексе почв
6б Осолодение (solodization)	3	Вынос иона натрия и легкорастворимых солей из горизонтов натрик
7а Лессиваж	3	Механическая миграция мелких минеральных частиц из горизонта А в горизонт В почвы, накопление в горизонте В глины (горизонт аржиллик)
7б Педотурбация	3	Биологическое, физическое (циклы — промерзание — оттаивание; увлажнение — иссушение) перемешивание почвенного материала, в той или иной степени определяющее гомогенизацию деятельной толщи
8а Подзолообразование (силикация, podzolization)	3,4	Химическая миграция алюминия и железа и (или) органического вещества, приводящая к концентрации кремнезема (силикация) в элювиальном слое
8б Латеритизация (десиликация, ферраллитизация, ферритизация, аллитизация)	3,4	Химическая миграция кремнезема за пределы деятельной толщи почвы и концентрация полуторных окислов в ней (гетит, гиббсит и т. д.) в виде горизонтов оксик с формированием плотного железистого горизонта (латерит, затвердевший плинтит) и конкреций
9а Разложение	4	Распад минеральных и органических веществ
9б Синтез	4	Образование новых минералов — специфических гумусовых веществ
10а Меланизация	1,3	Потемнение светлоокрашенного исходного материала благодаря органическому веществу как в темноокрашенных (моллик или умбрик), так и осветленных почвенных горизонтов вследствие минерализации темного органического вещества, либо трансформации его в светлоокрашенное, либо в результате вымывания из горизонта
10б Осветление	3	

Продолжение

Процессы	Преобладание одной из категорий явлений**	Краткое определение
11а Образование подстилки	1	Аккумуляция на поверхности минеральной почвы органических остатков и связанных с ними подстилок мощностью не менее 30 см
11б Гумификация	4	Трансформация органических остатков в гумус
11в Торфонакопление	4	Иногда рассматривается как геологический, а не как почвообразовательный процесс: аккумуляция мощных (>30 см) толщ органических остатков в форме торфа или перегноя (гистосоли)
11г Созревание (ripening)	4	Химические, биологические и физические превращения в органической почве после проникновения воздуха и создания условий для бурного развития микроорганизмов
11д Минерализация	4	Высвобождение твердых окисленных соединений в результате разложения органического вещества
12а Брунификация Рубефикация Ожелезнение	3,4	Высвобождение железа из первичных минералов и всевозрастающее его диспергирование; прогрессивное окисление или гидратация, придающие почвенной массе соответственно буроватые, красновато-бурые и красные тона
12б Оглеение	3,4	Восстановление железа в анаэробных условиях с застоем воды в почве; развитие голубоватых — к зеленовато-серым тонов окраски основной массы, иногда с бурыми, желтовато-бурыми и черными пятнами, железистыми и марганцевыми конкрециями

руют с почвой. С другой стороны, рост кристаллов на поверхности валуна, находящегося в почвенной массе, или обмен растворами между почвой и корнями являются компонентами почвообразования. Геохимическое выветривание минералов (глава 5) представляет собой геологический процесс при формировании исходной почвообразующей породы и продолжается в почвенном профиле, где он рассматривается уже как почвообразовательный

процесс, то есть как почвенно-химическое выветривание (глава 5). При почвообразовании происходит потеря и накопление веществ в зависимости от геоморфологического положения почвенного полипедона и перемещений внутри него.

Почва, как и дом, складывается из ряда специфических процессов и распадается на них. Чтобы лучше представить себе беспорядочное и бесконечно сложное течение почвообразования, его можно сравнить с быстрым разрушением и одновременно постепенным распадом комплекса из «химического магазина» и естественно-исторического музея. Марбут (Marbut, 1935) указывал, что никто еще на самом деле не видел зрелой почвы; тем не менее мы можем наблюдать проявление некоторых почвообразовательных процессов, например растрескивание глинистой почвы в сухие периоды или перераспределение органических остатков в почве муравьями и дождевыми червями.

Возможное число почвообразовательных явлений, их взаимодействий и сочетаний огромно. Хотя лабораторными опытами можно показать, что специфические процессы приводят к образованию специфических почв, но познать реальное течение событий в ненарушенной почве, по-видимому, невозможно. Некоторые признаки в почве эфемерны, другие надолго остаются в ней. Относительно постоянную кротовину грызуны и роющие животные могут сделать за один сезон, а концентрация полуторных окислов в конкреции и нодули может продолжаться тысячи лет. В то же время дождевые черви могут переработать горизонт А в течение дней или часов. Геологические факторы, создавшие материнские породы, определяют их минералогический и механический состав (Simonson, 1959). Почвы значительно быстрее развиваются на мощных рыхлых отложениях, чем на плотных породах. В каждом типе почв процессы, его определяющие, протекают в строгих соотношениях и последовательности и с определенной постепенностью. Возникающие при этом признаки почв отличаются не только характером, но и степенью устойчивости («почвенный полураспад»). Например, карбонатные конкреции многочисленны и устойчивы в аридисолях (пустынных почвах), сохраняются в небольших количествах под глинистыми плотными горизонтами некоторых альбаквальфов (планосолей) в влажном теплом климате, но отсутствуют в соседних с ними гаплудальфах (серо-бурых подзолистых почвах). Весь комплекс почвообразовательных процессов, характеризующих основные экосистемы или основные категории тессер[1]

[1] Йенни определяет тессеру как единицу изучения в поле, которую почвовед описывает и анализирует. Тессера обычно меньше педона. Из экотессеры берут образцы почв и растений, из почвенной тессеры — только образцы почв.

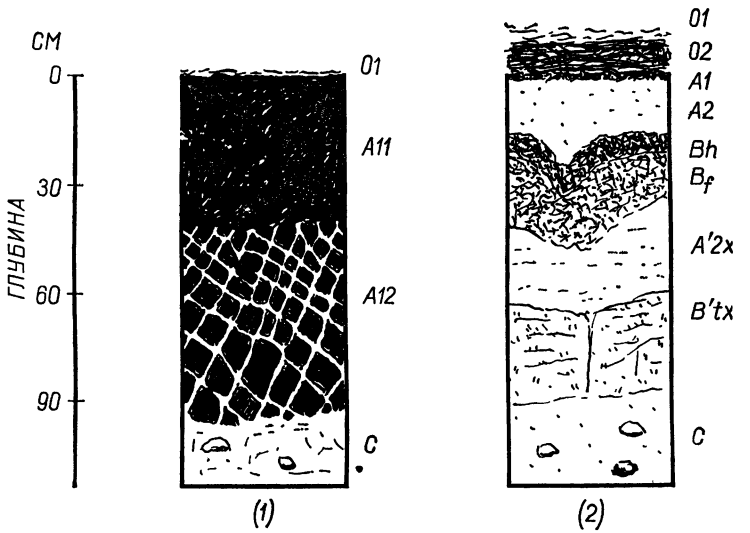


Рис. 9. Два контрастных профиля, иллюстрирующих процессы гаплоидизации (1) и горизонации (2) перемешивания и дифференциации.

Профиль 1 представляет собой вертисоль с гомогенизированным деятельным слоем в результате передвижения глины (аржиллопедотурбаций). Профиль 2—двучленная альфик-сподосоль с минимальной педотурбацией, определяющей дифференциацию деятельного слоя на различные горизонты.

(Jenny, 1958, 1961), назван определенным термином, например «оподзоливание» или «окарбоначивание» (Kellogg, 1936), (табл. 3). Главный почвообразовательный процесс слагается как из обобщенных процессов, так и из более специфических явлений, их слагающих.

Общие главные почвообразовательные процессы и условия. Общие главные почвообразовательные процессы и условия их протекания (табл. 3) являются основой для дальнейшего исследования более частных реакций и процессов.

В развитии почвы наблюдаются две противоположные тенденции: горизонация (образование горизонтов) и гаплоидизация (упрощение или гомогенизация)[1]. Образование горизонтов включает в себя проанизотропные процессы и условия, благодаря которым исходный материал превращается в почвенный профиль

[1] Термин является производным от «гаплоидность», что означает «простой» по внешнему виду или устройству.

с многими горизонтами, как, например, в D — профилях Норскота (Northcote, 1965). Ярким примером хорошо дифференцированного на горизонты профиля является профиль сподосоля (подзола) с его горизонтами O—A2—Bh_f—C (рис. 9).

Ясно выраженное разделение на горизонты некоторых «молодых» красных тропических почв связано преимущественно с особенностями их минералогического состава и может отсутствовать в свежевыкопанном разрезе. Гомогенизация (гаплоидизация) включает и очень давние процессы, замедлявшие формирование горизонтов или нарушавшие их. Мы имеем в виду профиль вертисоля (грумосоля, черной хлопковой почвы) с A — C горизонацией, которую можно считать упрощенной (почвенный профиль U Норскота — Northcote, 1965). Возраст вертисоля может превышать 10 000 лет (Thorp, 1965), в то время как сподосоли часто бывают не старше 2250 лет (Franzmeier, Whiteside, 1963). Итак, мы считаем гаплоидизацию [1] таким же важным общим процессом, как и горизонацию [2].

Основные специфические почвообразовательные процессы. Процессы образования почв включают: 1) поступление органического и минерального материала в почву в жидком, твердом и и газообразном состоянии; 2) вынос этих же материалов из почвы; 3) перемещение материала в пределах почвы; 4) трансформация минеральных и органических веществ в почве (Simonson, 1959).

Список терминов и их определения (табл. 3) начинается с процессов, относящихся к третьей группе. *Элювиирование* и *иллювиирование* охватывают перемещения, рассматриваемые как последовательные миграции из одной части (обычно из какого-либо горизонта) в другую в почвенном профиле. Более половины терминов характеризуют перемещения в пределах почвы.

---

[1] Горизонация (дифференциация) и гаплоидизация (гомогенезация) почвенного профиля могут быть и унаследованными от среды, и почвенно-генетическими. Например, в слоистых отложениях литологические слои важнее почвенных. В южнополярных аридисолях (антарктические пустынные почвы) доминируют аридность и низкие температуры, которые подавляют недотурбации в гаплоидных почвах.

[2] Возведение горизонации и гаплоидизации в ранг общих процессов, то есть процессов, стоящих над перечисленными в табл. 3, противоречит сути почвообразования, охарактеризованной в первых главах. Формирование почвенного профиля со свойственным ему сложным или «простым» сочетанием генетических горизонтов есть следствие совокупного проявления определенных процессов и их сочетаний, а не каких-то особых, стоящих над ними процессов. — *Прим. ред.*

Элювиирование включает два этапа: мобилизацию и перемещения. Под иллювиированием понимается то же перемещение, прерываемое остановкой движущегося материала в каком-либо горизонте.

Выщелачивание аналогично элювиированию, но происходит в растворах и захватывает всю деятельную толщу, хотя обычно мы и говорим о выщелоченном горизонте. Выщелачивание представляет собой начальный процесс, во многих почвах предшествующий перемещению коллоидов (лессиважу). Полыновым (Полынов, 1937) был предложен ряд относительной подвижности некоторых анионов и катионов почвы, основанный на сопоставлении содержания их в изверженных породах и в твердом стоке рек. Этот ряд выглядит следующим образом: Cl^-, 100; SO_4^{--}, 57; Ca^{++}, 3,00; Na^+, 2,40; Mg^{++}, 1,30; K^{++} 1,25; SiO_2, 0,20; Fe_2O_3, 0,04; Al_2O_3, 0,02. Пользуясь геохимическими расчетами Кларка (Clarke, 1908), те же самые данные можно выразить в виде относительного содержания (по весу) в земной коре: Cl^- — следы; SO_4^{--} — следы; Ca, 7; Na, 5; Mg, 2; K, 5; SiO_2, 100; Fe_2O_3, 13; Al_2O_3, 25. Захват Mg, K и Al_2O_3 в почве глинистыми минералами и Fe_2O_3 в нодули конкреции объясняет в значительной мере малую подвижность этих элементов. Глубина выщелачивания карбонатов в почвенных профилях имеет огромное значение в ландшафтах, сложенных карбонатными породами, такими, как известняки, доломитизированные песчаники, лёссы и морены.

Обогащение может относиться к отдельным горизонтам, но чаще касается всего профиля, получающего материал из окружающих педонов, например в случае положения профиля в депрессиях рельефа или путем эолового привноса с отдаленных территорий. В районах с влажным климатом такие почвы на слабо выщелоченных материнских породах обычно бывают обогащены элементами питания растений и карбонатами, привносимыми боковым внутрипочвенным стоком. В областях с сильно выщелоченными почвами, где нет карбонатного или плодородного материала, почвы депрессий отличаются наибольшей выщелоченностью и наиболее высокой кислотностью.

Поверхностная эрозия представляет собой боковой снос верхних слоев почвы дождевыми водами в виде капель и мелких ручейков, а также ветром, солифлюкцией, оползнями и другими процессами перемещения масс.

Кумуляция (*cumulization*, лат. *cumulus* — нагромождать, накоплять) обозначает накопление минерального материала на поверхности почвы эоловым или водным путем. Наиболее очевидно проявление этого процесса в депрессиях, где аккумулируется почвенный материал, снесенный со склонов.

Декальцификация обозначает только вынос карбонатов из деятельной толщи почвы. Этот процесс может привести к полному выносу карбонатов из всего профиля, как это имеет место в почвах гумидных территорий или может сопровождаться кальцификацией, то есть аккумуляцией, карбонатов, обычно наблюдаемой в более аридных областях. Основная реакция, обуславливающая растворение и миграцию карбонатов, протекает так: $CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightleftarrows Ca(HCO_3)_2$. Декальцификация происходит в присутствии $H_2O + CO_2$, то есть реакция сдвигается в правую сторону с образованием растворимого бикарбоната кальция. Кальцификация происходит при удалении из рассматриваемой системы CO_2 или H_2O, и реакция сдвигается влево.

Под *рассолением* чаще всего понимают вымывание легкорастворимых солей из какого-либо горизонта или из профиля в целом, содержащего ранее количество солей, токсичное для растений. Следовательно, рассоление возможно лишь после того, как легкоподвижные соли аккумулировались, то есть после засоления.

Засоление обычно наблюдают в субгумидных, семиаридных и аридных регионах, а также в некоторых прибрежных хорошо увлажняемых областях, где соли скапливаются в депрессиях быстрее, чем вымываются. Степень растворимости простых солей в граммах на 100 мл чистой воды (при 0° С) приводится из работы Ходжмана и других. (Hodgman et al., 1962); K_2CO_3, 112; $CaCl_2$, 59,5; $MgCl_2$, 54,3 (20° С); NaCl, 35,7; KCl, 27,6; $MgSO_4$, 26,0; $Ca(HCO_3)$, 16,2; $FeSO_4$, 15,7; K_2SO_4, 12,0 (25° С); Na_2SO_4, 4,8; $CaSO_4$, 0,2; $MgCO_3$, 0,01; $CaCO_3$, 0,001 (25° С); FeS, 0,006 (18° С).

Соленакопление обычно наиболее активно в депрессиях с глинистыми, слабо проницаемыми почвами, в которых возможности вымывания солей весьма ограничены. Преобладающими солями в почвах являются сульфаты и хлориды, редкими — нитраты и бораты.

Солонцовый процесс заключается во внедрении иона натрия в почвенный поглощающий комплекс, его глинистую часть. Все катионы вступают в обменные реакции с глинистыми или органическими частицами, образующими поглощающий комплекс, что можно изобразить в виде следующего уравнения, в котором X — обменные части глины или органического вещества: $CaMg2Na\,X \rightleftarrows Ca^{++} + Mg^{++} + 2Na^{+} + X^{-6} + 3CO_3^{=} \rightleftarrows Na_2CO_3 + MgCO_3 + CaCO_3$ Исходя из уравнения и данных сравнительной растворимости карбонатов (карбонат натрия растворим более чем в 100 раз по сравнению с карбонатами Ca или Mg), легко убедиться в том, что большая часть Ca^{+} и Mg^{+} выпадает в осадок задолго до выпадения Na^{+}, то есть концентрация оставшегося

раствора натрия оказывается очень высокой и он способен занять многие обменные позиции в поглощающем комплексе. Осаждение карбонатов Ca^{++} и Mg^{++} происходит при иссушении почвы, после чего Na^{+} оказывается связанным с глиной и органическим веществом.

Процесс осолодения (рассолонцевания) заключается в вытеснении натрия из поглощающего комплекса с одновременной диспергацией глины. Диспергация начинается при гидратации иона натрия. Диспергацию можно ограничить, вводя ионы Ca и (или) Mg в промывные воды, поскольку оба катиона способны вытеснить Na из поглощающего комплекса.

Лессиваж — суспензионный перенос тонких глинистых частиц и в небольших количествах более крупных частиц по трещинам и другим пустотам в почве, приводящий к: 1) потере глины горизонтом A; 2) обогащению горизонта B глиной по сравнению с горизонтами A и (или) C; 3) расширению отношения тонкая глина/общая глина в горизонте B по сравнению с горизонтом A и 4) появлению аржилланов в горизонтах B и C. Подвижная глина может возникнуть в результате выветривания в горизонте A или иметь эоловое происхождение (Buol, Hole, 1961, Khalifa, Buol, 1968).

Педотурбация — процесс перемешивания в почве. В небольшой степени педотурбациям подвержены все почвы. Выделяется семь видов педотурбаций: 1) перемещения, связанные с деятельностью живых существ: муравьев, дождевых червей, кротов, грызунов и человека; 2) педотурбация при вывале деревьев; 3) морозные педотурбации в ежегодных циклах промерзания-оттаивания; 4) педотурбации глины, представляющие собой перемешивание материала в деятельной толще при передвижении больших объемов разбухающих глин; 5) эоловые педотурбации — перемешивание почвы при выделении из нее газов во время и после дождей; 6) водные педотурбации — перемешивание просачивающимися по пустотам водами в деятельной толще; 7) педотурбации, связанные с ростом кристаллов, например галита — NaCl; 8) сейсмические педотурбации[1]. Педотурбации, вызываемые биологическими и физическими факторами, могут разрушать аржилланы, обломки которых смешиваются с материалом матрицы, или же возвращать какую-то часть глины обратно в горизонт A. Обломки аржилланов были обнаружены в шлифах из почв под крупными муравейниками (Baxter, Hole, 1967).

---

[1] Подобные педотурбации в литературе не описаны, и вряд ли они имеют самостоятельное почвообразовательное значение. — *Прим. ред.*

Подзолообразованием[1] называется процесс, при котором полуторные окислы перемещаются в почвенном профиле (Stobbe, Wright, 1959) и который может быть отчасти объяснен растворимостью двух- и трехвалентного железа. Растворимое двухвалентное железо образуется в участках элювиирования, а нерастворимое трехвалентное характерно для зон иллювиирования. Роль хелатов в этом процессе будет рассмотрена в главе 20.

Латеритизация, в общем виде определенная в табл. 3, представляет собой процесс выноса SiO_2 из почвы. В тропиках по сравнению с более высокими широтами наиболее интенсивно идет вынос на фоне постоянно высоких температур, что приводит к десиликации и аккумуляции железа (ферритизации) в виде окисных форм в резко окислительной обстановке. Подобные явления особенно заметны на отдельных микроучастках, например на обломках пород, где в пустынных условиях часто встречается «пустынный загар», представляющий собой пятна окислов железа и марганца, оставшихся на месте в результате десиликации породы. (Hooke, Yang, Weiblem, 1969). Растворимость частиц кварца (частиц на млн.) размером от 2 до 5 мк и аморфного кремнезема при различных температурах изучалась Сивером (Siever, 1962). Его данные приведены в табл. 4.

ТАБЛИЦА 4

Растворимость частиц кварца размером от 2 до 5 мкм и аморфного кремнезема (Siever, 1962)

Температура, °С	Кварц, частей на млн	Аморфный кремнезем, частей на млн.
5	≃6	≃60
25	≃11	≃120—140
50	≃25—30	≃200
75	≃50	≃300

Разрушение и синтез минералов были рассмотрены в предыдущей главе. Здесь не предпринимается попытка сравнить характер трансформаций органической и минеральной частей почвы, даже если бы это было возможно. Общая схема разложения органического вещества представлена в табл. 5.

[1] Авторы не указывают здесь на накопление SiO_2 и вынос Al_2O_3, что особенно характерно для рассматриваемого процесса. — *Прим. ред.*

ТАБЛИЦА 5

Некоторые фазы разложения органического вещества

Органические вещества в тканях растений *	Реакции гидролиза	Продукты разложения	Дальнейшее разложение	Устойчивые продукты
Крахмал, целлюлоза, гемицеллюлоза, пектин, уроновые кислоты	+ HOH =	Простые сахара	Полимеризация (образование цепочек) или (гумификация)	→ Гумус
Протеин	+ HOH =	Аминокислоты		
Лигнин, воска, смолы	+ HOH =	Фенолы		

* Скорость разложения уменьшается сверху вниз; обозначены следующие компоненты в порядке увеличения степени полимеризации: фульвокислоты (желтые), гуминовые кислоты (бурые), гуминовые кислоты (черные) Эти три типа кислот иногда используются для характеристики разложенности подстилок (мор, модер, муль).

Устинг (см. Edelman, 1950) наблюдал в некоторых лесных почвах Голландии зависимость между окраской корнеобитаемой зоны почвы и характером растительности: «Под дубом почва была темно-бурой, под буком — слегка красноватая, под пихтой — оранжево-бурой, а под березой — более желтоватая». Можно предположить, что в каждом случае разложение органического вещества идет различно.

Меланизация и осветление заключаются в изменении окраски почвы соответственно за счет увеличения или уменьшения его содержания (наиболее частый случай), либо за счет превращения его из темно-окрашенного (меланизированного) в светлое, и наоборот.

Под *образованием подстилки* понимается накопление на поверхности минеральной почвы остатков растений и животных (горизонт 01). Дальнейшая их трансформация или гумификация приводят к возникновению горизонта 02.

Торфонакопление — абсолютная аккумуляция мощных толщ органического вещества в анаэробных условиях. Этот процесс можно считать геологическим, если рассматривать его в плане создания материнской породы для почв. Последующие, собственно почвенные изменения химического, физического и биологического характера, приводящие к формированию органических почв (гистосолей), называются процессом *созревания*. Высвобождение в процессе разложения минеральных составляющих органического вещества называется *минерализацией*. Огромные запасы элементов минерального питания в живой

фитомассе лесных экосистем или в почвенном органическом веществе, травянистых экосистем обычно недосупны растениям, если они не высвобождаются в результате пожаров или медленного окисления или распада.

Общая тенденция покраснения подпочвы в ряду почв от полюса к экватору вызывается возрастающей диспергацией железа и его постепенным окислением. Существует три процесса, убедительно объясняющие различия в морфологии почв — *брунификация, рубефикация* и *ожелезнение*, однако не вполне объяснимые с точки зрения своего механизма [1]. Оглеение в слабодренируемых почвах подразумевает восстановление железа, сегрегацию его в виде пятен или конкреций или вынос из глеевых горизонтов. В глеевых почвах может образоваться сульфид железа FeS, который при улучшении дренажа в результате окисления может превратиться в серную кислоту.

Среди других элементов, важных в почвообразовании, следует отметить марганец (более подвижный, чем Fe) и титан (менее подвижен, чем Fe). Окислы марганца обычно обнаруживаются в виде черных пленок на гранях структурных отдельностей в горизонте С ниже ожелезненного горизонта В в гаплудальфах. Окислы титана нередко встречаются в состоянии прочных связей с окислами Fe. Перечень процессов по специфическим ионам или экологическим нишам мог бы быть бесконечным, но в этом нет необходимости, так как такие процессы не имеют общего значения.

Упрощенная модель развития деятельной толщи. Рассмотрение упрощенной теоретической модели может приблизить нас к пониманию сложностей генезиса почв. Представленная здесь модель является открытой системой по отношению к воде и некоторым растворимым продуктам выветривания полевых шпатов и биотита и замкнутой по отношению к другим соединениям. Органическое вещество в наших расчетах не участвует. Предполагается, что почва развилась из призмы однородного материала, аналогично современному горизонту С. Устойчивые минералы, входящие во фракцию крупного песка, используются как «минерал-свидетель» [2]. Предполагается, что благодаря своему размеру зерна минерала-свидетеля (МС) не подверглись действию почвообразовательных процессов. Они передвигались лишь постольку, поскольку менялись границы горизонтов. Для

[1] Процессом рубефикации, в частности, недостаточно ясно выявляется генетическая сущность таких почв, как «terra rossa». — *Прим. ред.*

[2] О понятии «минерал-свидетель» и его применении см. работы: Barshad, 1964; Graham, 1950; Haseman, Marshall, 1945.

Упрощенная модель развития деятельной толщи по расчетам с использованием «минерала-свидетеля»

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)	(14)
Горизонт	Мощность, 1 см² колонки	Объемный вес, г/см³	Современный общий вес, возд. сух., г	МС вес, г	Фактор, МС	Современное содержание глины, возд.-сух. г	Современное содержание неглинистых частиц, возд.-сух., г	Исходный общий вес, возд.-сух., г.	Исходное содержание глины, возд.-сух., г	Исходное содержание неглинистых частиц, возд.-сух., г	Изменения содержания неглинистых частиц, г	Измснения в содержании глины, г	Чистое перемещение глины, г
A	20	1,0	20	3,2	1,6	5	15	40	8	32	−17	−3	−20
B2t	20	1,5	30	1,2	0,6	20	10	15	3	12	−2	+17	+15
B3t	20	1,25	25	1,6	0,8	10	15	20	4	16	−1	+16	+5
C	20	1,25	25	2,0	1,0	5	20	25	5	20	0	0	0
			100	8,0		40	60	100	20	80	−20	+20	0 потерь

первых трех горизонтов нетрудно рассчитать прибыль и потерю минеральных веществ, сравнивая прибыль на 1 $см^3$ каждого из горизонтов с соответствующими изменениями породы — С (табл. 6).

В нашей модели для простоты расчетов мы приняли мощность горизонтов одинаковой. Объемный вес каждого горизонта известен, поэтому мы можем оперировать весами. Известны также механический состав и содержание «минерала-свидетеля» (графы 5, 7 и 8). Количество МС (графа 6) рассчитывается исходя из предположения, что содержание МС в каждом горизонте (графа 5) равно его содержанию в горизонте С, то есть минералогический состав всего наноса до начала почвообразования был однородным. Умножением величин содержания глины и неглинистых частиц в современном объеме горизонта С (графы 4, 7, 8) на количество МС (графа 6) мы получаем величину первоначального содержания в каждом горизонте (графы 9, 10 и 11). Для определения изменений содержания частиц, крупнее глинистых, в каждом горизонте (графа 12) сравниваются графы 8 и 11. В данном примере 20 г неглинистых частиц теряется из профиля, большей частью из верхних горизонтов. Аналогичное сравнение граф 7 и 10 позволяет рассчитать изменения в содержании глины. В нашем примере потеря неглинистых частиц равна увеличению содержания глины. Если в реальных расчетах количество образовавшейся глины окажется меньшим, чем потеря глины, можно рассчитывать объем эрозии или потерю за счет выщелачивания. В нашем примере графа 14 (сумма граф 12 и 13) дает представление о «чистом» перемещении глины в пределах почвенного профиля, предполагая, что глина образуется на том же месте, откуда она выносится.

Реальные почвы в отличие от рассмотренной модели являются открытыми системами по отношению к потере и привносу вещества. Хотя рассмотренный пример и сильно упрощен, он продемонстрировал существующие тенденции в развитии реальных профилей [1].

[1] Эта модель полезна в педагогических целях, но она слишком упрощает сущность предмета. — *Прим. ред.*

ГЛАВА 7

ВЛИЯНИЕ СРЕДЫ: ВНЕШНИЕ ФАКТОРЫ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Мы уже говорили о том, что характер и развитие почв определяются внешними факторами (Crowther, 1953). Поэтому изучение и классификация этих факторов чрезвычайно полезны для понимания генезиса почв.

Развитие почвообразования наблюдать значительно труднее, чем рост растений и животных. Грозные стихийные бедствия — извержение вулканов, сильная ветровая или водная эрозия, землетрясения, — которые легко увидеть человеческим глазом, являются геологическими, а не почвенными явлениями. Почвообразование протекает настолько медленно, что можно наблюдать лишь отдельные явления этого процесса, когда они происходят на земной поверхности или вблизи ее. Однако мы можем легко устанавливать различия в факторах почвообразования и увязывать их с различиями в почвах. Вот почему почвоведы-генетики так много внимания уделяют факторам почвообразования. Многие почвоведы считают, что среда менее влияет на почвообразование, чем материнская порода, превращающаяся в почву на контакте плотной породы и горизонта С и развивающихся in situ. В ней происходит превращение первичных минералов во вторичные глинистые во всей почвенной толще. Особенно это характерно для почв, развивающихся на рыхлых богатых силикатами отложениях.

Развитие представлений о факторах почвообразования. К факторам почвообразования мы относим агенты, силы, условия, закономерности или их сочетания, которые в прошлом, настоящем и будущем влияли и будут влиять на материнскую породу и потенциально превращать ее в почву. Одним из примеров факторов почвообразования может служить солнечная радиация или состояние влажности почвы. Однако перечень факторов может быть чрезвычайно длинным. Поэтому почвоведы-генетики, начиная с Докучаева, приняли несколько факторов как основу для почвенных исследований и сбора данных.

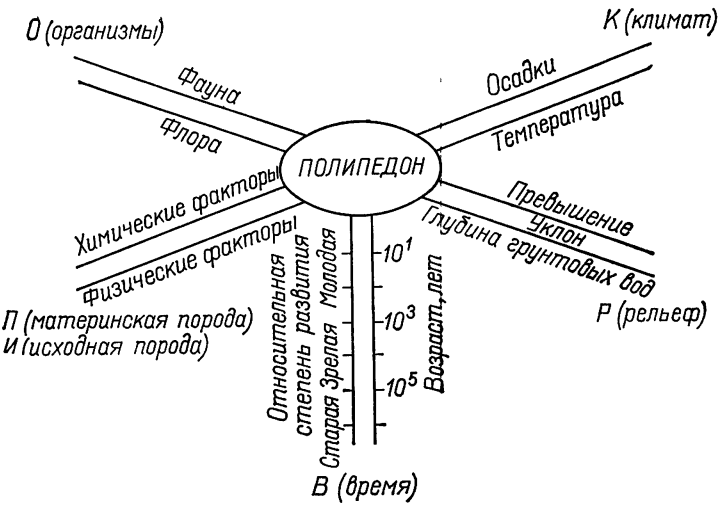


Рис. 10. Диаграмма — «роза» факторов почвообразования.

На диаграмме (рис. 10) изображены пять важнейших факторов: материнская порода, рельеф, климат, живые организмы и время. Четыре из них (кроме рельефа) были включены Докучаевым в 1898 г. в его уравнение факторов (Jenny, 1961) [1]:

$$S = f(cl, o, p)t^0,$$

где S — почва; cl — климат территории; o — живые организмы (растения и животные); p — «геологический субстрат»; t^0 — относительный возраст почвы (молодой, зрелый, дряхлый). Докучаев считал факторы взаимосвязанными. Сибирцев подчеркивал среди них роль климата. Все почвы были им сгруппированы в три большие категории: зональные (соответствующие в своем распространении климатическим поясам), азональные почвы (развиты значительно слабее зональных) и интразональные (развивающиеся под сильным влиянием местных условий, например избытка влаги, солей, карбонатов).

Иоффе (Joffe, 1936) подчеркивал значение массы и энергии как факторов почвообразования. Марбут ставил на первое место среду. Глинка (Глинка, 1927) много внимания уделял силам, которые нельзя количественно измерить. Некоторые почвоведы применяли к почвам понятия причины и следствия в интерпретации Джона Стюарта Милла (John Stuart Mill, 1925).

[1] Из предисловия профессора С. С. Соболева к «Избранным сочинениям» Н. М Сибирцева «Значение работ Н. М. Сибирцева для развития почвоведения», М., 1951.

Болдуин, Келлог и Торп (Baldwin, Kellogg, Thorp, 1938) использовали группировку почв в три категории, предложенную Сибирцевым. Йенни (Jenny, 1941) рассматривал пять факторов Докучаева как независимые переменные. Крокер, как и Рассел и Роадс (Crocker, 1952; Russell, Rhoades, 1956), относил уровень грунтовых вод (w) тоже к факторам почвообразования.

Роде (Rode, 1961) писал о восьми факторах почвообразования, добавляя силу тяжести, воды (поверхностные, почвенные и грунтовые) и человека. Влияние многих других явлений, например ежедневных приливов, считается незначительным, так что они не относятся к факторам почвообразования.

В. Р. Вильямс (Вильямс, 1949) особо выделял роль биологического фактора в генезисе почв, наиболее ярко выраженного в черноземах.

На рис. 11 пространство включено в понятие материнской породы, климата, рельефа и живых организмов, как один из компонентов каждого. Джон Стюарт Милл (John Stuart Mill, 1925) подчеркивал, что все явления природы связаны друг с другом двумя основными законами: 1) синхронностью (пространственной геометрической зависимостью) и 2) последовательностью (причиной и следствием). Пространственные связи в почвах включают в себя, в частности, размеры пор, что связано

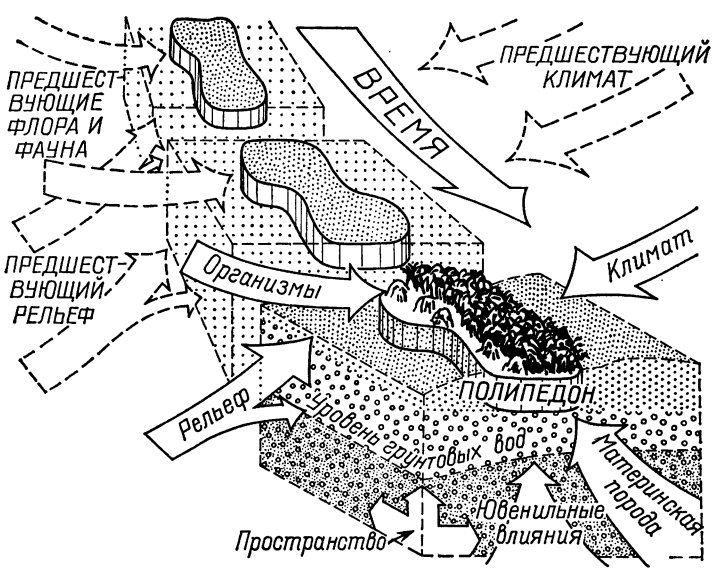


Рис. 11. Диаграмма — «товарный поезд» факторов почвообразования.

с живыми организмами, населяющими почву. Преобладание в массе почвы валунов и других крупных обломков приводит к развитию более мощных почвенных профилей по сравнению с нещебнистыми почвами, так как просачивание в каменистых почвах идет активнее. Толща ледниковых отложений, мощностью всего три сантиметра, подстилаемая плотными отполированными гранитами, бывает слабее изменена почвообразованием, чем трехметровая толща таких отложений, подстилаемая гранитами. Горизонтальная протяженность катен почв может ограничиться всего одним склоном, если почвы других типов не развиваются в такой катене. Каждая экологическая ниша на поверхности Земли имеет свою характерную почву. И бывает полезно указывать широту и долготу описываемых ареалов почв.

Влияния ювенильных явлений, таких, как глубинное изучение тепла, пара и жидкостей, рассматриваются как компоненты материнской породы и климата. Примерами таких влияний могут быть притрещинные изменения изверженных пород, поступление тепла из земных недр на поверхность в зимнее время. Вокруг гейзеров и горячих источников формируются почвы, получающие много дополнительного земного тепла.

Уравнения состояния факторов. Йенни (Jenny, 1961) составил уравнения, отражающие зависимость развития почв от факторов почвообразования. Уравнение Докучаева учитывает факторы в качестве почвообразователей. Уравнения, предложенные Йенни в 1941 и 1958 гг., описывают зависимости свойств почв от факторов, под которыми понимались: климат окружающей среды, организмы, рельеф (включая гидрологические характеристики, например уровень грунтовых вод), материнская порода, время (возраст почвы, абсолютное время почвообразования) и дополнительные неспецифические факторы

$$S = f(cl,\ o,\ r,\ p,\ t\ \ldots)$$

Соотношение факторов определяет состояние почвенной системы. Но что понимать под почвенной системой? Мы можем определить ее на основании условно принятого объема, которым может быть корнеобитаемая толща почвы, или педон в ней (Soil Survey Staff, 1960), или целая экосистема, состоящая из тессер. Во втором варианте избегается неразрешимая задача отделить живые организмы, не входящие в почву, от неживого материала, истинной почвы в пределах экосистемы, где они теснейшим образом связаны. Это уравнение можно с успехом ис-

пользовать, чтобы связать свойства почв с факторами в пределах экосистемы.

Экосистема является открытой системой с потоками энергии и вещества (Jenny, 1961). Поток поступающей в экосистему энергии включает в себя солнечную радиацию, преобразование тепловой энергии и поступления за счет энтропии внешних источников тепла. Выход энергии осуществляется в форме теплового излучения и светоотражения. Вещество поступает в экосистему в виде газов в результате их диффузии и вторжений (ветер); вода поступает в экосистему в жидкой и твердой форме сверху и сбоку; твердые вещества поступают с водой в виде растворов и суспензий и с ветром; живые организмы иммигрируют в экосистему. Все эти компоненты вещества могут таким же образом покидать экосистему, образуя потоки выноса. Специфическими формами перемещения масс является солифлюкция. Измерения поступления и выноса веществ из экосистемы в течение короткого времени проводятся с помощью лизиметров и биотронов. Надежная оценка потоков миграции в экосистеме в течение длительного времени может быть получена лишь путем тщательного анализа динамики экосистемы.

Если обозначить 1 (единицей) какое-либо свойство экосистемы, то ($1\,bx - 1\,bux$) будет обозначать поступление или перенос энергии и вещества по градиентам или в соответствии с разностью потенциалов сопротивления проницаемости по пограничной поверхности в экосистеме. Дождь, падающий на гладкую поверхность гранита, не поступает в него, так как гранит непроницаем (сопротивление проницаемости — m) на границе раздела. В рыхлый песок дождь просачивается вследствие низкой величины m. Уравнение, предложенное Йенни:

$$\text{поступление} = -\frac{P\,(\text{внешн.}) - P\,(\text{внутр.})}{\Delta x}\,m$$

характеризует различия между внешним и внутренним потенциалами или градиентами, толщину пограничной зоны (Δx) и ее сопротивление проницаемости (m). Поступление противоположно по направлению градиенту выноса, потому и вводится минус.

Выражение всей экосистемы независимо от окружающей среды позволяет различать потенциал внешнего поступления (P_x), например внешний климат (cl), и потенциалы внутри экосистемы, определяемые состоянием факторов, например почвенный климат (cl') или фитоклимат. Биологический фактор (o) также является внешним потенциалом. Он включает все активные виды, а также виды в состоянии покоя, такие, как семена или споры, оказавшиеся в почве, и которые могут мигрировать

в экосистеме или быть принесенными в нее в любой момент ее развития. Однако современный набор видов, присутствующих в экосистеме, является внутренним потенциалом, связанным с состоянием факторов (o'), Эоловые аккумуляции пыли, наилки, остающиеся при половодьях, и внесение удобрений в почвы фермерами оказываются также одними из многих внешних потенциалов, влияющими на них и экосистемы в целом.

Каждая экосистема какое-то время находилась под воздействием внешнего потенциала поступления (P_x). «Исходной минеральной и органической матрицей почвы как части экосистемы» является, по Йенни, материнская порода (P), находящаяся в нормальном давлении и температуре. Новообразованный материал зависит от состояния факторов (p'). Конфигурация системы (r) подразумевает рельеф и гидрологические особенности, например глубину зеркала грунтовых вод. Изменения в конфигурации зависят от состояния факторов (r').

Из общего уравнения Йенни для состояния факторов

$$l,\ s,\ v,\ a = f(L_0,\ P_x,\ t)$$

видно, что свойства экосистемы (l), почвы (s), растительности (v) или животного (a) являются функцией состояния большой экосистемы (L) в нулевое время (L_0), потенциала поступления извне (P_x) и возраста системы (t).

В данном ландшафте в данное время относительная эффективность классических пяти факторов почвообразования (cl, o, r, p, t) различна. Фактор с небольшими амплитудами колебаний своих свойств в пределах данного ландшафта не обусловливает больших различий в свойствах почв. Фактор с большой амплитудой изменений свойств в ландшафте может быть эффективным в одним местах и совершенно неэффективным в других. Из формулы Йенни (Jenny, 1961) видно, что

$$\int_c^d \frac{\partial N}{\partial F}\, dF,$$

где фактор (F) имеет пределы колебаний ($c \rightarrow d$) в ландшафте и что он относится к свойству (N=среднему % азота в верхнем слое почвы) в соответствии с формой кривой на графике. Там, где кривая имеет нулевой уклон, фактор неэффективен, там, где она идет круто, эффективность возрастает. Йенни применил этот подход к свойствам почв в экосистемах в Индии (Jenny, Raychaudhuri, 1960).

Это обсуждение факторов почвообразования может отразить понятие «научный организм» Уайтхеда. В этом смысле почвенное тело, или ассоциация почв, может рассматриваться как род

научного организма со своей собственной динамикой, которая не является прямым результатом внешних воздействий (P_x). Например, черная тропическая самомульчирующаяся почва может быть самоизвесткующейся, создавать собственный рельеф и может действовать как система клапанов, периодически поглощающих или выталкивающих просачивающуюся воду. В той мере, в какой почва обладает собственной динамикой, она может быть фактором, определяющим эволюцию, и оказывать влияние на окружающую среду, изменяя микроклимат, микрорельеф и растительный покров, а также направление и скорость геоморфологических циклов эрозии — аккумуляции [1].

Почвенные катены. Йенни признавал тесную взаимосвязь состояния факторов почвообразования, но считал возможным выделить в каждой ситуации один, наиболее эффективный. Можно найти ряды почв, определяемые воздействием одного фактора. Таковы клима-, био-, топо-, лито- и хронокатены почв [2].

Исследование 95 почвенных индивидуумов в Калифорнии, сильно различающихся по генетическим факторам, выявило хорошую корреляцию содержания глинистых минералов в почве с материнской породой, в то время как содержание С оказалось связанным с климатом и растительностью.

Выращивание ячменя на опытных участках на этих почвах показало хорошую корреляцию урожаев с генетическими факторами (Jenny, Salem, Wallis, 1968).

Связь факторов почвообразования с почвообразовательным процессом. Факторы среды определяют направление и характер развития почв. Современными, наиболее важными этапами развития почв являются почвообразовательные процессы. Представления Йенни о входах и выходах, перемещениях в пределах почвы являются в действительности представлениями о почвообразовательных процессах. Факторы и процессы вне экосистемы влияют сами и находятся под влиянием аналогичных факторов и процессов внутри экосистемы, в почве и в растительности.

---

[1] Эти «теоретические» рассуждения, исходящие из работ Г Йенни, формальны и требуют практической проверки — *Прим ред*

[2] Как известно, еще до работ Г Йенни, соответствующую «факторную классификацию» выдвигал Д. Г. Виленский и другие советские почвоведы, однако такие предложения не приобрели у нас популярности. — *Прим. ред.*

Почвообразовательные процессы, перечисленные в табл. 3, можно выразить в терминах, рассмотренных в этой главе. Относительная роль всех почвообразовательных процессов различна. В районах с большими суммами осадков выщелачивание не идет равномерно в течение года. Замерзание и морозные педотурбации протекают один раз в году, а значительное передвижение коллоидов и их аккумуляция с образованием глинистых пленок происходит однажды в несколько лет. Однако последствия таких нерегулярных процессов могут сохраняться длительное время.

ГЛАВА 8

МАТЕРИНСКАЯ ПОРОДА: ИСХОДНАЯ ПОРОДА, НА КОТОРОЙ ФОРМИРУЕТСЯ КОРНЕОБИТАЕМАЯ ТОЛЩА ПОЧВЫ

Материнская порода считалась одним из пяти основных факторов почвообразования русскими основоположниками почвоведения (Докучаев, 1883). В более ранних работах, посвященных изучению распространения почв и их классификации (Richthofen, 1886; Thaer, 1809, 1810, 1812), в качестве основных факторов фигурировали геологическое строение и состав почвообразующего материала. В этих работах нередко встречались и такие термины, как «гранитные почвы» или «гляциальные почвы» и т. п., указывающие на геологическое происхождение и состав исходного материала. Используя эти ранние идеи, русский почвовед и геохимик Полынов (Полынов, 1930) глубоко исследовал влияние материнских пород на свойства почв и считал их определяющими. В предыдущих главах мы попытались показать проведенный профессором Йенни (Jenny, 1941) анализ связей между наиболее важными свойствами почв и материнскими породами как одним из важнейших почвообразующих факторов. Йенни определил материнскую породу как независимый фактор почвообразования, аргументируя это положение формулами (см. гл. 7). Его определение звучит так: «материнская порода является состоянием почвенной системы в нулевое время почвообразования», то есть самой почвой как физическим телом со всеми своими химическими и минералогическими особенностями в начальный момент воздействия на нее остальных почвообразователей. Мы нередко замечали, что прежняя почва или выветрелая ранее порода (сапролит) в нашем понимании также является материнской породой для современной почвы.

Надо всегда иметь в виду, что изучаемая нами современная почва наследует большинство своих свойств от: 1) состава поверхностного слоя отложений к началу совокупного воздействия почвообразователей и 2) изменения воздействий почвообразователей во времени.

В общем, можно сказать, что чем моложе почва, тем сильнее проявляются в ней свойства и взаимосвязи с породой. По

мере усиления выветривания и почвообразования влияние исходного материала стирается. В сильно выветрелых и древних почвах влияние исходного материала уже почти незаметно, за исключением тех случаев, когда сам материал не совсем обычен, например чистые кварцевые пески[1]. Таким образом, в наших исследованиях мы должны обращать внимание на характер исходной породы и степень ее возможного влияния на почву, на направленность и интенсивность «предпочвенного» выветривания породы, то есть выветривания, происходившего еще до того момента, как она стала материнской породой, а также на динамическое влияние активных почвообразователей на материнскую породу данной почвы. Такие исследования нелегко осуществить из-за сложной истории климатических или геоботанических изменений в недавнем геологическом прошлом, из-за большого разнообразия почв, из-за трудностей в разделении влияний на почву материнской породы и других факторов почвообразования (дренажа, климата, растительности). Такова одна из проблем современного почвоведения, — проблем, делающих его столь загадочной и удивительной наукой! В дальнейшем мы сначала рассмотрим общее влияние различных материнских пород на почвы, после чего мы попытаемся отделить влияние материнской породы от влияния других почвообразователей.

Влияние типов пород на свойства почв. Мы приняли классическое подразделение пород на следующие типы: осадочные, изверженные и комплекс минералогически сходных изверженных и метаморфических пород. Дальнейшее разделение производилось внутри этих типов. Подробнее о свойствах самих пород читатель может узнать из обычных учебников геологии (см. Travis, 1955).

Осадочные породы. Широко распространенными материнскими породами почв умеренного пояса, например в Северной Америке и Северной Европе, являются рыхлые ледниковые и лёссовидные отложения.

Морены обычно отражают литологию и состав материала, по которому двигался ледник. На Среднем Западе Северной Америки преобладают суглинистые морены, поскольку ледник двигался по территориям, сложенным сланцами и известняками. В Новой Англии, в северных озерных штатах США и в Северной Европе морены чаще бывают супесчано-суглинистыми, так как ледники проходили по песчаникам и гранитам, из которых

[1] Не во всех почвах, развитых на необычных «исключительных» породах, с течением времени исчезают главные унаследованные от породы свойства, например в рендзинах, терра-росса и др. — *Прим. ред.*

образовывались более легкие по механическому составу, кварцевые или более кремнеземистые и кислые ледниковые отложения. Иллит (или гидрослюда) является преобладающим глинистым минералом морен, ему сопутствует в различных количествах монтмориллонит и каолинит, а также вермикулит и хлорит в качестве примесей. В моренах, образованных из выветрелых известняков и сланцев, среди глинистых минералов первое место занимает монтмориллонит. Его pH и емкость обмена сравнительно высоки. Изменения, происходящие в таких моренах под действием почвообразования, невелики, что объясняется молодостью ландшафтов и мягким климатом. Морены, образовавшиеся из песчаников и гранитов, обнаруживают повышенную кислотность и малую емкость поглощения, что в значительной мере наследуется и почвами.

Лёсс обычно рассматривается как эоловая пыль, принесенная из ледниковых речных долин. Однако лёссы и лёссовидные суглинки Русской равнины считаются продуктом водной аккумуляции[1]. Лёссовидные отложения широко распространены в Западной Европе и на американском Среднем Западе. До начала почвообразования лёссовидные отложения содержали много пылеватых частиц, 10—20% ила (содержание ила зависит от расстояния до источника лёссообразования), много неустойчивых к выветриванию минералов и имели высокую емкость поглощения и (или) были карбонатны. Среди глинистых минералов преобладает монтмориллонит с переменным содержанием иллита (глинистой слюды или «гидрослюды») и, возможно, примесью вермикулита. Лёссовидные отложения на сравнительно молодых поверхностях в условиях мягкого климата, как правило, лишь слегка изменены почвенными процессами. Следовательно, почвы на лёссовидных отложениях пылеватые, имеют большие резервы элементов питания и прекрасные физические свойства.

Рыхлые приморские отложения являются важной материнской породой вдоль Мексиканского залива и Атлантического побережья Северной Америки (например, 40% территории штата Северная Каролина представляет собой приморскую равнину), а также во многих других прибрежных районах, где нет обрывистых берегов, например в северной части Южной Америки и в Центральной Америке. Обычно прибрежные отложения имеют морское происхождение в собственно приморской части и сменяются отложениями аллювиально-коллювиально-дельтового происхождения в глубине материка. В целом эти отложе-

---

[1] Речь, скорее, идет о переотложении водным путем эоловой пыли. Что же касается происхождения лёссов, то существуют и другие взгляды. — *Прим. ред.*

ния вторичные, образованные из более древних и уже выветрелых пород. Чаще всего они встречаются в районах с большим количеством осадков (хотя есть и исключения — сухое Перуанское побережье) и высокими температурами. По-видимому, исходный материал имел кислую реакцию, низкий (до среднего) запас минеральных элементов и разнообразный механический состав, в зависимости от условий осаждения. Аллювиально-коллювиально-дельтовые отложения приморских равнин чаще отличаются кислой реакцией, низким запасом выветривающихся минералов и высоким содержанием каолинита. Отложения морского происхождения обычно глинистые и содержат, особенно лагунные осадки, много монтмориллонита. Отложения пляжей и прибрежных валов имеют легкий механический состав и кислую реакцию.

Известняки и доломиты более чем на 50% состоят из карбонатов Ca и Mg, остальное приходится на пыль, глину и (или) кварц, железо и другие примеси. Почва образуется из материала, оставшегося после растворения карбонатов, то есть особенности почвы тесно связаны с характером примесей известняка. Если продукты выветривания богаты глиной, то на них образуются глинистые слабо водопроницаемые почвы. Эти почвы, поскольку выщелачивание в них затруднено, могут содержать карбонаты, иметь высокий pH и высокую степень насыщенности основаниями. Если известняки богаты песком и опаловидным гравием, то почвы будут песчанисто-суглинистые, гравелистые, кислые, с низкой емкостью поглощения. На известняках с повышенным содержанием железа, например гематита, образуются красные почвы, во влажном климате — обычно кислые.

Песчаники (кварцевые или ортокварциты) содержат более 50% кварца. Скрепляющий их цемент может быть кремнеземистым, карбонатным или железистым, что вместе с «примесями» оказывает существенное влияние на формирующиеся на песчаниках почвы. Последние характеризуются высокой водопроницаемостью и кислотностью, содержат обычно мало оснований и мало запасов минеральных резервов. Во влажном климате высокая проницаемость почв вызывает процессы кислотного выщелачивания. Мощность их профиля велика, за исключением почв на песчаниках с кремнеземистым цементом, где скорость растворения цемента крайне мала. Почвы на песчаниках с железистым цементом имеют красноватый цвет. При содержании полевых шпатов свыше 25% песчаники называют аркозовыми, или аркозами, если содержание полевых шпатов очень велико. Почвы на аркозовых песчаниках отличаются более глинистым механическим составом, за счет превращения в глину полевых

шпатов при их выветривании. Они имеют также значительный запас элементов питания, также образующихся за счет их высвобождения из выветривающихся полевых шпатов.

Сланцы — слоистые или тонкослоеватые, плотные или твердые — разделяются на глинистые сланцы, или аргиллиты, если они состоят преимущественно из глины и алевролиты, главным компонентом которых являются пылеватые частицы. Минералогически сланцы состоят из слоистых силикатов, полевых шпатов, кварца, незначительных количеств слюд и иногда карбонатов кальция. Слоистые силикаты бывают часто представлены иллитом, исключение представляют лишь очень кислые сланцы, где преобладает каолинит. Почвы на элювии глинистых сланцев отличаются тяжелым (глинистым) механическим составом, сравнительно слабо проницаемы и потому слабо выщелочены и не имеют мощных профилей. Они содержат много оснований и имеют высокие значения pH, за исключением почв на черных или серых кислых сланцах, встречающихся в угленосных отложениях. В почвах на некислых сланцах основными глинистыми минералами являются монтмориллонит и иллит, в почвах на кислых сланцах — каолинит, унаследованный ими от материнской породы. Почвы на алевролитах имеют промежуточные свойства.

Светлые кварцевые кристаллические породы. В эту группу объединяются наиболее кислые кварцевые изверженные и метаморфические породы. Мы разделили их для удобства изложения на большие группы по минералогическому составу.

Граниты и гранитогнейсы обычно содержат 25% кварца, 25% или менее ортоклаза (калиевого полевого шпата), значительно меньше слюды (чаще с преобладанием мусковита) и совсем немного роговых обманок. Граниты и гранитогнейсы могут иметь различный характер выветривания, обусловленный их текстурой; так в гнейсах вследствие их слоистости образуются слои измененных минералов. Однако, как правило, на гранитах и гнейсах развиваются очень близкие почвы. Почвы на обломочном выветрелом материале этих пород отличаются легким механическим составом (песчано-суглинистым), особенно в верхних горизонтах. Их характерными признаками являются: хорошая проницаемость, кислая реакция, низкая емкость поглощения и протекание процессов кислотного выщелачивания как следствие легкости механического состава Минеральные резервы невелики, исключение представляют почвы прохладного климата. Окраска почвы, связанная с невысоким содержанием железа в породе, варьирует от желтой до желто-бурой. Состав глинистых минералов в почвах теплого и влажного климата

каолинитовый, в почвах прохладного и (или) аридного климата— вермикулит-монтмориллонитовый.

Кристаллические сланцы представляют собой листоватые (тонкопластинчатые) слюдистые метаморфические породы с переменным количеством кварца и малым содержанием выветривающихся минералов. При низком содержании кварца в кристаллических сланцах почвы, развивающиеся на их элювии, более пылеватые и содержат меньше грубых частиц, по сравнению с почвами на элювии гранитов. Если ландшафты достаточно молоды и породы не подвергались длительному гипергенному воздействию, запасы калия в таких почвах будут значительны за счет наличия в них слюд. Глинистые минералы представлены иллитом и вермикулитом; исключение представляют более старые и (или) сильно выветрелые почвы, где преобладает каолинит, а также почвы районов с сухим сезоном, где образуются значительные количества монтмориллонита. Почвы на элювии серицитовых сланцев обычно сильно пылеватые, кислые и обогащены обменным алюминием, образовавшимся при разрушении алюминиевых серицитов. Почвы на элювии хлоритовых сланцев сильно глинистые, пластичны, обогащены монтмориллонитом и, вероятно, содержат избыточные количества магния.

Темные железисто-магнезиальные (основные) породы. В эту группу материнских пород входят андезиты, базальты, диориты и амфиболовые гнейсы. Все они богаты железо- и магнийсодержащими минералами, а также легко выветривающимися кальциевыми плагиоклазами (гл. 5), с чем связано образование большого количества глины и свободного железа. Пока эти минералы сохраняются в профиле, они обеспечивают высокую степень насыщенности основаниями. Кварца в рассматриваемых породах мало, следовательно, образующиеся на них почвы содержат мало песка. Почвы на элювии основных пород богаты глиной, и в них не образуется поверхностных опесчаненных горизонтов, как это имеет место в почвах на гранитах. Окраска почвы близка к темно-красной или темно-бурой за счет обилия свободных форм железа. Степень насыщенности и pH велики, обменного алюминия очень мало или нет совсем. Глинистые минералы представлены каолинитом и галлуазитом в хорошо дренируемых почвах и монтмориллонитом в условиях слабого дренажа или в районах с отчетливым сухим сезоном.

Вулканические пеплы. Пепловые материнские породы представляют собой смесь некристаллических, очень мелких обломков вулканического стекла, зерен легко выветривающихся полевых шпатов, железо-магнезиальных минералов, а также различных количеств кварца. Большая часть вулканических отло-

жений имеет андезитовый состав (основные породы), особенно в бассейне Тихого океана Отложения с большим содержанием кварца сильно пористы (по-видимому, образовались из «пенистых» лав) и называются «пемзой», они встречаются небольшими пятнами в западных штатах США, в Центральной Америке и на северо-востоке Южной Америки. Вулканические породы с исключительно высоким содержанием железо-магнезиальных минералов (железо-магнезиальные или ультраосновные породы) также встречаются небольшими пятнами, обычно в виде среднезернистых базальтовых песков. Почвы, развивающиеся на отложениях двух последних категорий пород, отличаются от обычных вулканических почв. Пепловые материнские породы широко распространены в районах современного или недавнего вулканизма, особенно в бассейне Тихого океана, на западе Южной и Центральной Америки, на северо-западном побережье США, в Японии, Новой Зеландии, Индонезии, на Филиппинах, местами на Антильских островах и островах Карибского моря.

Вулканические пеплы придают почвам весьма характерные признаки независимо от климатических условий. Важнейшей чертой, наследуемой почвой от породы, является обилие аллофанов — аморфных алюмосиликатов, энергично комплексирующихся с органическим веществом в верхних горизонтах почв. Однако почвы на пеплах, формирующиеся в условиях сухого климата или климата с ясным сухим сезоном, отличаются появлением в них монтмориллонита, ослаблением интенсивности черной окраски и поэтому не могут быть отнесены к собственно пепловым. Пепловые почвы известны под различными названиями: андо- (название в старой американской классификации), андепт (в современной американской классификации) и т. д.

Общие признаки аллофановых почв на вулканических пеплах были описаны Райтом (Wright, 1964) следующим образом:

1) большая мощность почвенного профиля с рыхлым сложением верхних горизонтов и отчетливой слоистостью;
2) наличие интенсивно черных гуминовых соединений, устойчивых к микробному разложению в верхней части профиля;
3) яркая желтовато-бурая окраска подпочвы и ясно выраженное «вязкое» сложение (цвет может варьировать от бурого до красного, а вязкое сложение особенно характерно для почв влажного климата);
4) исключительно низкие объемные веса, почва легкая и пористая, напоминает «пух»;
5) высокая водоудерживающая способность;
6) непрочность структурных отдельностей, пористых и без кутанов;

7) почти полное отсутствие липкости и пластичности во влажном состоянии; при высыхании частицы почвы с трудом смачиваются снова и могут даже плавать в воде.
8) Высокое содержание обменных катионов, чрезвычайно трудная диспергация при проведении массовых анализов.

Для этих почв характерно также энергичное связывание фосфатов.

Литокатены. Йенни (Jenny, 1941) определил литокатены как серии почв со свойствами, различающимися только за счет особенностей материнских пород при прочих равных условиях, что он выразил следующим образом:

$$S = f(pm)_{cl,\ o,\ r,\ t,\ \ldots}$$

Литокатены не всегда легко различить, так как не всегда удается сразу выявить определяющую роль смен материнских пород, а не каких-либо других факторов или местных особенностей ландшафта.

Подобные серии почв с определяющей ролью породы встречаются главным образом в молодых и относительно простых ландшафтах, например в области недавнего оледенения. Примером их может явиться исследование Эрлиха, Райса и Эллиса (Ehrlich, Rice, Ellis, 1955) почв Манитобы в Канаде, которые показали, что «состав материнских пород имеет наибольшее влияние на тип почвенного профиля». Это почвы на ледниковых отложениях Манкейто (поздний Висконсин, последний большой этап оледенения) с различным механическим и минералогическим составом и степенью карбонатности. Было обнаружено, что названные различия пород определяют форми-

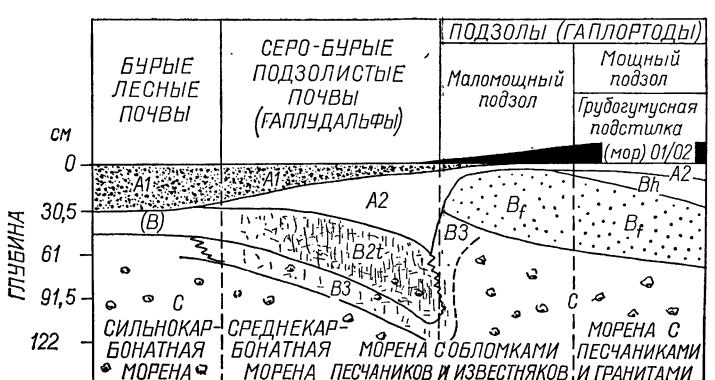


Рис. 12. Катена бурые лесные почвы — подзолы, штат Нью-Йорк. (См. Cline. 1953).

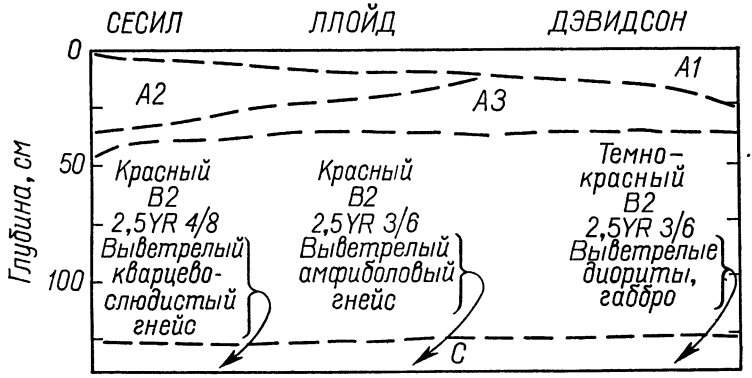


Рис. 13. Почвенно-литологическая катена в предгорьях, штат Северная Каролина (серия сесил — дэвидсон).

рование почв, различающихся на высшем таксономическом уровне, — уровне порядка.

Работами Клайна (Cline, 1953) в штате Нью-Йорк было показано, что главные различия в свойствах почв прямо связаны с различиями в составе пород и их физических свойствах, что видно из рис. 12. Рассматриваемую серию почв нельзя строго считать литокатеной, но она убедительно иллюстрирует нашу точку зрения.

Ряд почв, близкий к литокатене в предгорных районах штата Северная Каролина, во влажных субтропических районах США изображен на рис. 13. Материалом для этого рисунка послужили данные Мак-Калеба (McCaleb, 1959), Мак-Калеба и Ли (McCaleb, Lee, 1956), Ниуна и Мак-Калеба (Nyun, McCaleb, 1955). Различия в почвах здесь связаны в первую очередь с различиями в породах. Почва серии сесил на элювии, обогащенных кварцем слюдистых гнейсов и гранито-гнейсов, отличается сравнительно мощным и песчанистым горизонтом A2 — результатом относительной аккумуляции кварцевого песка, содержащегося в значительном количестве в материнской породе. Почва серии дэвидсон на элювии железисто-магнезиальных или основных пород имеет более суглинистый и обогащенный илом A горизонт как следствие более низкого содержания кварца и более высокого содержания легко поддающихся выветриванию минералов в материнской породе. Горизонт B почвы серии дэвидсон богаче несиликатным железом и краснее по сравнению с горизонтом B почвы серии сесил в связи с более высоким содержанием железа в основных породах — диоритах и габбро, — на которых она образовалась. По тем же причинам почва серии дэвидсон имеет более высокий pH и содержит меньше обменного алюминия.

ГЛАВА 9

РЕЛЬЕФ И ЕГО ФОРМЫ КАК ФАКТОР ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Общепринятых определений рельефа и его форм еще не было в то время, когда Йенни проводил исследования факторов почвообразования (1941) [1]. Почвенной службой США собственно *рельефом* называется комплекс форм земной поверхности, а формами рельефа, или *топографией*, — очертания отдельных неровностей местности, изображаемые на топографической карте (Soil Survey Staff, 1951). В этом смысле и употребляется термин «рельеф» в настоящей главе, с указанием в некоторых случаях уклонов, исчисляемых по отношению к горизонтальной поверхности.

Связь почв с уклоном местности. Определенные зависимости почв от уклонов можно констатировать только для ограниченного географического района. По-видимому, это связано с интенсивностью воздействия и изменениями других почвообразователей. В пределах данного района обычно наблюдаются зависимости между формами рельефа и следующими свойствами почв: 1) мощностью корнеобитаемого деятельного слоя; 2) мощностью гумусового профиля и содержанием гумуса в горизонте А; 3) относительным увлажнением профиля; 4) цветом горизонтов; 5) степенью дифференциации профиля; 6) реакцией почвы; 7) содержанием легкорастворимых солей; 8) характером и степенью развития кор выветривания; 9) температурой; 10) характером исходного материала.

Связь почв с рельефом наиболее ясно проявляется во влажных районах, где почвы на ровных участках имеют более мощные профили, чем на склонах. Обычно это связывается либо с постепенной «геологической» эрозией поверхностного почвен-

---

[1] Это утверждение произвольное; геоморфология как наука с ее системами топографии и классификации форм появились гораздо раньше, чем работы Г. Йенни. — *Прим. ред.*

ного материала, либо с недостаточным поступлением в почву просачивающихся атмосферных осадков за счет стока по склону, либо с обеими причинами. Для лёссовых почв (Norton, Smith, 1930) установлено, что на склонах крутизной от 14 до 8° мощность профилей колеблется от 20 до 25 см соответственно, а на склонах с уклоном в 1° она составляет 65 см. Однако такие абсолютные показатели не имеют смысла в разных географических районах. Например, в Норвегии мощность горизонтов A2 подзолов оказалась больше в депрессиях, чем на водоразделах (Lag, 1951), а в ультисолях на прибрежной равнине в штате Северная Каролина (Daniels, Gamble, Nelson, 1967), горизонты A2 имели большую мощность на хорошо дренируемых водоразделах.

Можно привести еще немало примеров зависимости почва — уклон, но для каждого района существуют свои закономерности, о которых не следует забывать при проведении почвенных исследований.

Рельеф как независимый фактор почвообразования. Несмотря на то что рельеф существенно влияет на действие остальных факторов почвообразования, он может воздействовать на почву и непосредственно.

Йенни (Jenny, 1958) рассматривал влияние рельефа, представив себе воображаемый экспериментальный участок из двух параллельных песчаных гребней, разделенных депрессией. Предполагалось, что в течение трех столетий здесь существовал «сухой климат», а депрессия находилась под влиянием засоленных грунтовых вод, уровень капиллярного поднятия которого постоянно находился на поверхности депрессии. Предполагалось также, что на всем пространстве были разбросаны семена растений различной солеустойчивости. В течение трехсот лет должна была произойти следующая дифференциация растительного покрова такого воображаемого участка: в депрессии образовалась солевая корка, лишенная растений, в нижних частях склонов гребней поселились солевыносливые растения, выше по склону разместились растения со слабой солеустойчивостью.

Рельеф в связи с другими факторами. Закономерности территориального распределения почв в зависимости от рельефа обычно нелегко проследить, так как рельеф взаимодействует с другими факторами почвообразования. Однако в каком-то определенном районе можно выявить связь почв непосред-

ственно с рельефом, поскольку в районах с другим климатом, другими породами, биологическими агентами почвообразования и иным возрастом почв такие связи отсутствуют.

Рельеф и климат. Рельеф влияет на распределение климатических воздействий на почву. Различия в строении склона и относительных высотах вызывают перераспределение энергии, атмосферных осадков, элементов питания растений и растительных ассоциаций путем: 1) изменения условий биологической активности, например подвергая почвенную флору и фауну воздействию солнечных лучей или изменяя характер перемешивания почвенной фауной органических и минеральных компонентов почвы; 2) развевания почвы ветром; 3) изменения условий снегонакапления или распределения осадков; 4) изменения условий дренажа, в том числе уровня грунтовых вод; 5) ухудшения или улучшения стока и эрозии; 6) изменения условий аккумуляции или выноса почвенных частиц ветром.

Микрорельеф Прикаспийской низменности меняет распределение осадков настолько сильно, что в микродепрессиях формируются черноземы[1], на склонах — каштановые почвы, на микроповышениях — солонцы и солончаки (Роде, 1959). О других изменениях климата под влиянием рельефа читатель может узнать в главе 18.

Рельеф и живые организмы. Воздействие рельефа на климат хорошо иллюстрируется распределением растительности на склонах разной экспозиции. Исследования такого рода были выполнены на небольшом холме к югу от Снейк-Ривер в аридной зоне центральной части штата Айдахо (Klemmedson, 1964, табл. 7). Размеры холма таковы: высота 60 м, длина 450 м, ширина 240 м. Он сложен кварцитами, порфирами и гранитами и перекрыт гравелистыми пролювиальными отложениями краснест, оказавшимися на поверхности около 18 000 лет назад. Растительный покров, представленный полынью, нарушен выпасом и пожарами. С севера на юг и по горизонтали при уклоне 37° были сделаны трансекты. В 1962 г., когда провели сравнение северного и южного склонов, содержание органического вещества в верхних десяти сантиметрах оказалось выше на северном склоне, хотя продуктивность травостоя была большей на южном. Это объясняется более энергичной минерализацией поступающих в почву органических остатков вследствие

[1] Здесь авторы ошибочно назвали черноземами темноцветные почвы западин. — *Прим. ред.*

более высокой температуры на склоне, обращенном к югу. Более сильная инсоляция вызывает недостаток влаги и потому сокращение массы корневых систем растений.

Лосч (Losche, 1967) обнаружил в горах Виргинии следующее распределение древесных пород. На склоне южной экспозиции вверху преобладали *Pinus rigida* и *Quercus coccinea*, внизу — только *Quercus coccinea* На склоне северной экспозиции повсеместно произрастали *Quercus rubra*, *Q. coccinea*, *Q. prinus* и *Carya*, spp. В то же время в горах западной части штата Северная Каролина на нижних частях северных склонов преобладали *Liriodendron tulipifera*, *Quercus rubra*, а на верхних — *Q. prinus*, *Q. rubra*, *Carea* spp. На склонах южной экспозиции преобладали *Q. coccinea* и *Pinus rigida*. Исследуя лесные подстилки, Лосч обратил внимание на более энергичный круговорот и аккумуляцию оснований в подстилках под лесами на склонах северной экспозиции, в то время как почвы склонов, обращенных к югу, отличались более глинистым механическим составом и более развитыми горизонтами аржиллик. Мощность подстилок была большей на склонах северной экспозиции.

ТАБЛИЦА 7

Некоторые характеристики тессер на северных и южных склонах изолированных холмов в штате Айдахо (Klemmedson, 1964)

Объект исследования	Северный склон	Южный склон
Гравий по объему в слое почвы 0—10 см, %	5	20 (максимально 40% ниже по склону)
Органический С в слое почвы 0—10 см, %	12	6
Влагоемкость в слое почвы 0—10 см в кг/0,1 м³	6,2	3,2
Преобладающая растительность	Многолетние травы (*Poa*, *Stipa*)	Однолетние травы (*Bromus*, *Salsola*)
Продуктивность г/м² сухого вещества	50	100
Относительный объем корней на единицу объема почвы	100	37

Рельеф и материнская порода. Во многих случаях рельеф еще до начала почвообразования на протяжении всего периода формирования почвы тесно связан с характером материнской породы. В крупных дельтах вершинки прирусло-

вых валов всегда значительно грубее по механическому составу, чем ровные участки (Russel, 1967).

В условиях более расчлененного рельефа, например в предгорьях, где реки образуют мощные конусы выноса, материал районов, находящихся ближе к горам, значительно отличается по механическому составу от отложений долин, удаленных от горных систем (Birot, 1960).

Рельеф и время. Рельеф изменяется со временем, поэтому возраст почвы в значительной степени определяется стабильностью земной поверхности. Почвенная эрозия рассматривается обычно как агент разрушения в связи со смыванием или выдуванием почвенного материала, вызванным неправильным использованием земли человеком. Кроме антропогенной, или ускоренной человеком, эрозии существует естественная, или геологическая, эрозия, которая может быть как непрерывным, так и периодическим процессом. Одновременно с эрозией происходит и аккумуляция материала. При водной эрозии снос материала осуществляется со склонов, а аккумуляция наблюдается в долинах и депрессиях. Ветровая эрозия не зависит от уклонов местности. Особенно сильной бывает ветровая эрозия на склонах, обращенных к преобладающим сильным ветрам, в те сезоны, когда растительность отсутствует.

Если представить себе развитие почвенного профиля вглубь за счет вовлечения в почвообразование (благодаря выветриванию) все новых порций геологического субстрата и брать при этом за начальную точку отсчета контакт земной поверхности с атмосферой, то легко ошибиться, связывая мощность профиля с уклоном и интенсивностью выветривания, так как эрозия и аккумуляция протекают наиболее активно на этой поверхности раздела. Последняя также изменяется с возрастом почвообразования, а замерить ее изменения чрезвычайно трудно.

Помимо потерь и накопления почвенного материала на поверхности раздела земля — атмосфера, связанных с уклонами, имеет место также и сползание всей массы почвенного материала вниз по склону, или солифлюкция (Birot, 1960), которая легко опознается по одинаковому наклону деревьев, растущих на склоне, подверженном процессам солифлюкции. Обычно верхние горизонты почвы перемещаются быстрее, чем нижние, и поэтому деревья, стремящиеся расти в вертикальном положении, оказываются изогнутыми (фото 11).

Исследованием форм рельефа и их классификацией занимаются геоморфологи; они предпринимают попытки объяснить их происхождение и историю. Поскольку почвообразование протекает на поверхности Земли, то оно находится под опреде-

Фото 11. Осиновый лес с искривленной формой деревьев, обеспечивающий восстановление вертикального положения стволов при оползании почвы по склону, Флагстафф, штат Аризона

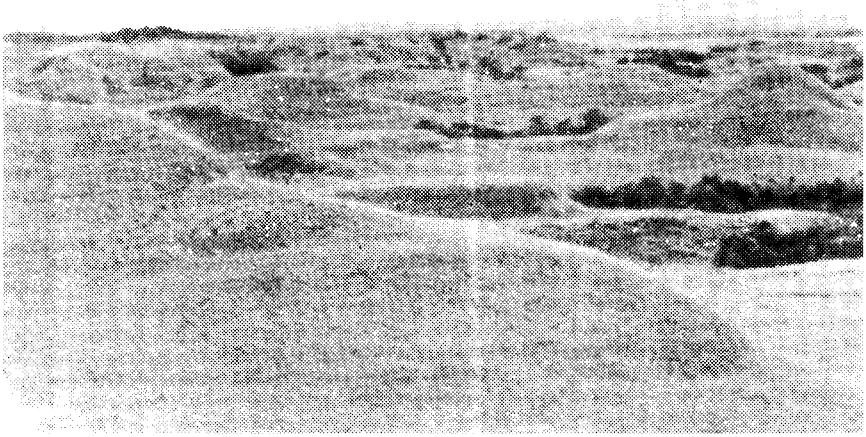


Фото 12. Ландшафт с вершинами холмов, покрытыми слоями плинтита, льяносы Колумбии, Южная Америка.

ленным влиянием геоморфологических процессов. Изменения же форм рельефа происходят постоянно, однако выразить различные стадии эволюции рельефа в годах невозможно. Скорость происходящих изменений зависит от ряда факторов, но главным образом от устойчивости существующих форм рельефа в условиях окружающей среды и от интенсивности ее влияния. Поэтому изменения, обычные в одних условиях, не могут происходить в других. При наличии каких-либо особенно устойчивых слоев среди слагающих данную территорию пород разрушение (снижение уровня) водораздельных пространств прекращается и эти породы начинают играть защитную роль (фото 12). Поэтому многие характерные изменения рельефа должны оцениваться прежде всего с учетом местных условий, так же как и влияние рельефа на развитие почв.

Уровень грунтовых вод, колебания уровня грунтовых вод, горизонтальное перемещение вод и влияние всех этих явлений на свойства почв. Зеркало грунтовых вод определяется как «верхняя поверхность потока грунтовах вод, или уровень, ниже которого почва насыщена водой; участки в сфере почвенных вод, где гидравлическое давление равно атмосферному» (Terminology Committee, 1965).

В гумидных и субгумидных районах уровень грунтовых вод в целом повторяет рельеф земной поверхности, хотя и со значительно меньшими амплитудами: в депрессиях он располагается ближе к поверхности, чем на возвышенных участках. Нередко в отдельные сезоны грунтовые воды полностью насыщают почву. Обычно это наблюдается в депрессиях.

Насыщение почвы водой существенно меняет многие ее физические и химические свойства: 1) преобладают анаэробные, или восстановительные, условия в связи с недостатком кислорода, что может угнетать корневые системы растений; 2) ослабевает просачивание влаги вглубь, сменяясь горизонтальным перемещением в зоне насыщения; 3) увеличивается удельная теплоемкость почвы, и она оказывается холоднее, чем не насыщенные водой окружающие почвы.

Если наличие зеркала грунтовых вод в гумидных и субгумидных районах довольно обычно и не играет большой роли и о нем можно догадаться по свойствам почв, то в аридных и семиаридных районах оно имеет чрезвычайно большое значение, залегая обычно на различной глубине от поверхности. Однако если грунтовые воды в аридных районах находятся в пределах почвенной толщи, то они немедленно оказывают на нее огромное влияние.

Так как грунтовые воды соответственно рельефу обладают уклоном, то всегда имеется градиент, вызывающий их горизонтальное перемещение. Хотя это перемещение происходит значительно медленнее по сравнению с поверхностным стоком из-за сопротивления твердой фазы почвы, но оно, несомненно, играет важную роль при переносе растворов и суспензий. В гумидных районах горизонтальные перемещения приводят к аккумуляции солей, окислов или суспензий и миграции растворов в депрессиях. В подобных случаях концентрация веществ не очень велика, так как они удаляются с грунтовыми водами в дренирующие их долины рек и понижения.

В районах с очень небольшим количеством осадков, особенно в тех случаях, когда испаряемость превышает осадки, присутствие грунтовых вод в почве приводит к аккумуляции растворимых солей. Если же жидкость не может быть удалена из депрессии иначе, чем путем испарения, то на поверхности почвы или близко к ней концентрируются легкорастворимые соли, содержавшиеся в воде до ее испарения.

Глубина залегания грунтовых вод в каждом почвенном профиле меняется по сезонам. В некоторые сезоны развивается подвешенная верховодка (Carlisle, Knox, Grossman, 1957). Это значит, что часть года почва не насыщена влагой и развивается в окислительной среде, а остальное время она находится в восстановительных условиях. Такой тип насыщения влагой обычно приводит к появлению пятен различного цвета. Серые пятна с оттенками двух цветов более характерны для частей профиля с относительно длительным насыщением влагой. Однако появление такой пятнистости в окраске при затоплении не обязательно. При высоких значениях pH и (или) богатых кислородом водах глеевая окраска не развивается, так как железо остается в трехвалентной форме. В почвах, насыщенных водой и богатых восстановленным железом, нередко можно встретить ржавые железистые канальчики по корневым ходам или другим пустотам, по которым проникает кислород в период просыхания почвы.

Ряды почв по рельефу и почвенные катены. Почвенная катена была определена (Bushnell, 1942) как ряд почв на разных элементах рельефа с различными условиями дренажа. Катена — широко распространенный термин, обозначающий ряды почв с близкими грунтовыми водами. Термины, отражающие степень дренированности, использовались для описания ассоциаций почв по рельефу, где дренаж определялся уровнем грунтовых вод (Soil Survey Staff, 1951).

Свойства почв в катене связаны с положением каждой почвы в ландшафте (Ruhe, 1969). Однако причины таких взаимосвя-

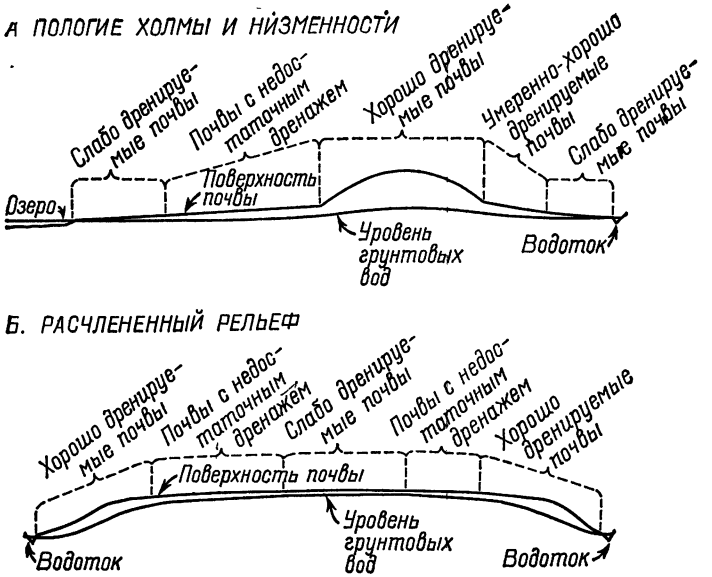


Рис. 14. Схема взаимосвязей почв в катене.

зей не всегда очевидны. Различия в свойствах почв катен могут определяться микроклиматом, зеркалом грунтовых вод, характером растительности, балансом эрозия — аккумуляция или комбинацией нескольких или всех этих причин. Связь свойств почв с положением их в рельефе весьма очевидна (рис. 14); она должна исследоваться и широко применяться в почвенной картографии. Для выяснения генезиса почв необходимо учитывать взаимосвязи рельефа со всеми факторами почвообразования в каждом конкретном случае.

Характеристика отдельных индивидуальных почв в связи с рельефом. Ландшафт можно характеризовать по следующим признакам: 1) густоте речной сети (общая длина всех водотоков в бассейне, разделенная на площадь бассейна); 2) индексу рельефа (отношение рельефа бассейна к средней длине водотоков); 3) размерам почв и их показателям (внутренние измерения ширины и длины); внешние измерения рисунка по длине и ширине; 4) количеству почвенных единиц на единицу площади; 5) свойствам почвенных профилей, пропорционально

количеству и распределению по катенам типов почвенных единиц.

Хоулом (Hole, 1953) была предложена терминология для описания почв как трехмерных тел, в том числе их распределение в ландшафте и рисунок почвенного покрова, а также условия дренажа. Можно сказать, что каждая почва занимает определенную экологическую нишу в ландшафте и что можно выделить определенные закономерные смены серий почв по склону. Относительное положение ниш меняется в сильно различающихся ландшафтах. Подобная зависимость почва — рельеф представлена в табл. 8.

ТАБЛИЦА 8

Графство	Серии почв	Соотношение склонов различной крутизны				
		уклоны, %				
		0–2	2–6	6–15	15–30	30–60
Ричленд	Все почвы Дюбюк	11	5	36	33	15
		0	3	55	42	0
Ла-Кросс	Все почвы Дюбюк	18	14	9	31	28
		0	3	3	80	14
Баррон	Все почвы Омега	23	36	32	2	7
		11	75	14	0	0
Бейфилд	Все почвы Омега	21	49	25	5	0
		27	73	0	0	0

Наиболее очевидное влияние рельефа на развитие почвы можно кратко выразить следующим выражением: «Вода течет вниз по склону». Имеется в виду поверхностный сток или свободно движущаяся по поверхности почвы вода. Движущаяся вода почти всегда несет твердые частицы, эродирует и изменяет земную поверхность. Кроме того, она стремится сделать более сухими наклонные поверхности в отличие от ровных (имея в виду инфильтрацию). В результате последней тенденции речные долины и депрессии получают больше поверхностной воды, стекающей со склонов, по сравнению с возвышенными частями территории, а почвы нижних частей склонов оказываются сильно выщелоченными, причем минимальная степень выщелоченности почв в любом климате наблюдается на самых крутых склонах.

Итак, рельеф является вполне реальным фактором почвообразования. Конечно, его непосредственную роль трудно оце-

нить по столь общим примерам. Рельеф выполняет различные функции в зависимости от конкретных условий. Он может менять влияние материнской породы и времени путем эрозии и и аккумуляции. Он может менять климат, контролируя сток и уровень грунтовых вод; растительность также связана с рельефом, поскольку с рельефом связаны изменения климата. Роль рельефа можно оценить только для конкретной территории, потому что она меняется от места к месту. Можно предположить, что и сам рельеф также находится под влиянием почвообразования.

ГЛАВА 10

ВЛИЯНИЕ КЛИМАТА НА СРЕДУ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЧВЫ В ЦЕЛОМ

Если роль рельефа как фактора почвообразования лучше всего изучать на небольшой территории, то значение климата можно оценить, лишь выявляя глобальные закономерности[1]. Местные изменения климата (микроклимат) иллюстрируют его влияние в пределах очень небольших территорий. Наиболее обычными измеряемыми свойствами климата, оказывающими большое воздействие на развитие почв, являются осадки и температура.

С климатом связано изменение ряда физических и химических процессов в почвах, что в свою очередь определяет непосредственное направление почвообразования и косвенное, через биологический фактор, в отличие от таких факторов, как рельеф и время, с которыми связаны эрозия или аккумуляция почвенного материала. Климат не является неизменным. Он меняется со временем, и, хотя периоды климатических изменений очень велики, они могут фиксироваться в жизни некоторых почв. Для оценки почвообразования необходимы не только средние климатические характеристики, но и их экстремные значения, которые нередко оказывают едва ли не большее влияние на развитие некоторых процессов в почве.

Осадки — свойства почвы. Вода является обязательным участником почвообразования. Вода растворяет многие соединения, она необходима растениям и другим живым организмам, поставляющим в почву органическое вещество; вода переносит компоненты почвы из одной части профиля в другую и вызывает механические нарушения при замерзании. Функции воды в почве разнообразны, и столь же разнообразны характер и скорость реакций в почве с участием воды. Они в известной степени зависят от других факторов, например температуры,

[1] Это общее утверждение не совсем точно Климат в решающей степени определяет тепловой и водный режимы почв. — *Прим. ред.*

pH и ОВ-потенциала. Для того чтобы в целом представить огромную роль воды в почве, можно просто подсчитать количество воды, необходимое хотя бы для изменения реакций и свойств.

Основной сферой деятельности воды является почвенный профиль, исключение представляет вода, участвующая в процессах эрозии и отложения материала. Как уже говорилось ранее, степень проникновения атмосферных осадков в почву в значительной мере определяется рельефом (гл. 9). Однако немаловажную роль играют также механический состав почвы, порозность и способность к сжатию — набуханию. Для простоты изложения мы опустим сейчас влияние рельефа, считая, что скорость инфильтрации осадков одинакова в сравниваемых районах.

Среднегодовое количество осадков в мире колеблется от 1,27 мм в Икике, Чили, и 116,890 мм в Уайалиле, Гавайи (Reed, 1941). Мы имеем ничтожное количество сведений о почвах, развивающихся в таких экстремальных условиях, однако почвоведами уже получено много материалов относительно роли среднегодовых сумм осадков как климатического агента почвообразования. Йенни обращает внимание на следующие закономерности в свойствах почв при увеличении количества осадков от 380 до 890 мм:

1. Концентрация иона водорода возрастает с понижением величин pH.
2. Степень карбонатности почв уменьшается с увеличением осадков.
3. Содержание азота возрастает.
4. Содержание глины в профиле почвы увеличивается.

Хотя упомянутые закономерности и существуют, было бы неправильным экстраполировать их на почвы в районах с крайними значениями годовых сумм осадков.

В почвенный профиль попадает лишь небольшая часть атмосферных осадков, так как они частично испаряются с поверхности почвы или потребляются растениями (транспирация). Обе эти формы потери воды из почвы часто рассматриваются вместе как эвапотранспирация. Изучение количественной стороны эвапотранспирации чрезвычайно важно для понимания генезиса почвы, так как для выяснения характера протекающих в почве реакций необходимо выяснить, есть ли условия для их протекания. Существует несколько методов измерения эвапотранспирации, однако еще слишком мало конкретных данных, чтобы можно было выявить закономерности для различных почв. Палмером и Хавенсом были предложены формулы (Palmer, Havens, 1958), по которым можно вычислить эвапотранс-

пирацию, используя некоторые климатические показатели. Несмотря на то что в последнее время получено большое количество достоверных данных (прежние данные, несомненно, были менее достоверны), их все же недостаточно для выведения общих закономерностей зависимости свойств почв от климатических факторов. Одной из ранних попыток оценить эффективность атмосферных осадков является дождевой фактор Ланга[1] (Lang, 1920), представляющий собой отношение среднегодовой суммы осадков к средней годовой температуре (С°). Этот фактор обнаруживает некоторую корреляцию с распространением почв. Сравнение почвенных карт с картами годовых сумм осадков, с учетом эвапотранспирации выявляет лишь наиболее общие тенденции, которым не следует особенно доверять, так как при составлении почвенных карт климатические закономерности могли учитываться как наиболее важные. Кроме того, изменение климатических условий местными факторами может оказаться более существенным, чем прямое влияние климата. Мозаичность (относительно конкрастных) материнских пород и различия в возрасте почв нередко могут очень сильно нарушить развитие климатического зонального распространения почв. Таким примером может служить Австралия[2].

Температура — свойства почв. Йенни считал температуру независимым почвообразующим фактором. Температура влияет на протекание различных реакций, формирующих почву. Температура во многом определяет эвапотранспирацию и потому в значительной мере контролирует эффективность осадков. При сильном охлаждении почвенной системы с переходом воды в твердую фазу прекращаются все реакции с участием воды и начинаются процессы физического распада крупных частиц. Температура способствует произрастанию той или иной растительности в данном районе и соответственно влияет на массу и характер органического вещества, поступающего в почву. Скорость же разложения органического вещества полностью определяется температурными условиями[3]. Влияние темпера-

[1] Авторы упоминают только дождевой фактор Ланга и не используют более широко многочисленные климатические (гидротермические) коэффициенты (Волобуева и других), с помощью которых можно было бы выявлять количественные связи комплекса факторов с почвой — *Прим ред*

[2] Нельзя не отметить, что авторы не используют очень важные работы советских ученых по водному режиму почв В книге совсем не упоминается, например, имя Г. Н. Высоцкого — основателя почвенной гидрологии, не используются работы о типах водного режима и т. д — *Прим. ред.*

[3] Не совсем точное утверждение. Разложение не в меньшей мере зависит от увлажнения. Практически при недостаточном увлажнении происходит минерализация. — *Прим. ред.*

туры иллюстрируется правилом Вант-Гоффа (Van't Hoff, 1884): «...с повышением температуры на 10° скорость химических реакций увеличивается вдвое или втрое».

За исключением тепловой энергии, поступающей в почву из подземных источников (что имеет значение только в отдельных районах, где есть гейзеры), и энергии, выделяющейся при метаболизме, основным источником энергии является солнце. Преобразование солнечной энергии — расход ее на нагревание и охлаждение — происходит в приземном слое почвы. Количество же солнечной радиации, поступающей в почву, сильно варьирует. Оно заметно увеличивается с высотой местности, а скорость изменения притока радиации является наибольшей в нижних слоях атмосферы, насыщенных пылью (Geiger, 1957). Солнечная радиация уменьшается за счет облачности и зависит от времени года. Поступившая на поверхность солнечная радиация сразу же трансформируется в тепловую энергию, причем скорость трансформации зависит от ряда причин, например от окраски верхнего слоя почвы, угла наклона местности по отношению к падающим солнечным лучам, характера растительности. Более темные почвы поглощают больше тепла, и их альбедо меньше, наибольшее поглощение наблюдается при расположении поверхности почвы под прямым углом к солнечным лучам. Влияние растительности различно в зависимости от густоты, высоты и сомкнутости крон деревьев. Во многих лесистых местностях поверхность почвы полностью затеняется лесом. Почвы под листопадными лесами ранней весной почти целиком обнажены, но зато летом совсем закрыты.

Тепло, поглощенное почвой днем, излучается ночью. Этот процесс называется выхолаживанием и идет почти непрерывно. Степень выхолаживания поверхности почвы определяется из расчета, как если бы почва была черной. По уравнению Сте-

ТАБЛИЦА 9

Зависимость радиации от температуры поверхностного слоя (Geiger, 1957)

Температура поверхности почвы, °С	—10	0	10	20	30	40	50	60	70	80
Выхолаживание, кал · см²/мин	0,395	0,459	0,530	0,609	0,696	0,792	0,899	1,015	1,143	1,200

ТАБЛИЦА 10

Суммарная солнечная радиация в кал см^2/мин в полдень в середине месяца (Geiger, 1957) По наблюдениям в Потсдаме (52,4 °с. ш.)

При ясном небе

	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
На перпендикулярную поверхность	1,014	1,120	1,121	1,275	1,278	1,274	1,196	1,169	1,220	1,167	0,987	0,967
На горизонтальную поверхность	0,287	0,471	0,649	0,937	1,065	1,113	1,027	0,918	0,796	0,569	0,324	0,240

При средних условиях облачности

На перпендикулярную поверхность	0,264	0,325	0,437	0,536	0,626	0,650	0,574	0,573	0,573	0,467	0,266	0,242
На горизонтальную поверхность	0,075	0,137	0,253	0,394	0,522	0,568	0,493	0,450	0,374	0,228	0,087	0,060

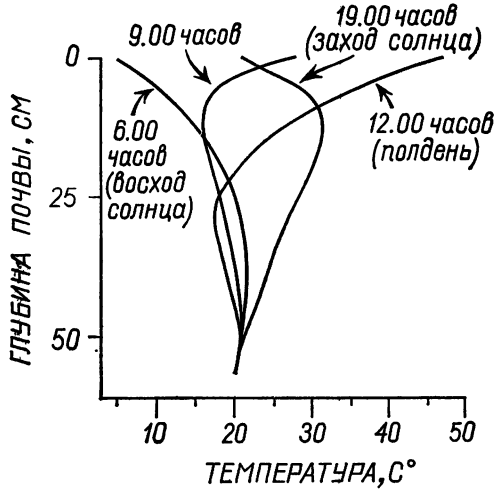


Рис. 15. Зависимость дневных температур почвы от глубины.

фана-Больцмана степень выхолаживания в калориях $см^2$/мин (S) равна:

$$S = \sigma (T)^4,$$

где σ является постоянной, равной $8{,}25 \cdot 10^{-11}$, а T — температура по шкале Кельвина, то есть температура в градусах Цельсия+273. По этой формуле легко вычислить зависимости между температурой и радиацией (табл. 9).

Радиация, получаемая земной поверхностью, сильно изменяется в зависимости от вышерассмотренных причин. В табл. 10 представлены колебания прихода радиации в зависимости от времени года и с учетом ориентировки относительно солнечных лучей земной поверхности, и облачности в Потсдаме.

На основании данных обеих таблиц можно сделать вывод, что максимальную радиацию при температуре 60—70° можно ожидать на горизонтальной поверхности почвы в июне в ясные дни. Более высокие температуры за счет усиления теплоотдачи с повышением температуры невозможны. В облачные дни на поверхности почвы можно ожидать всего лишь температуру от 10 до 20°. Можно рассуждать таким же образом и о других сезонах, учитывая еще и то обстоятельство, что в почвах имеются и другие источники тепла.

Нагревание и выхолаживание протекают на поверхности почвы. Амплитуда температурных колебаний в почве зависит не только от интенсивности радиации, но и от термических

свойств почвы и степени турбулентности, создаваемой ветром. Схема дневного хода температуры в почвенном профиле показана на рис. 15. Очевидно, что наиболее резкие колебания температуры имеют место у поверхности почвы, а ниже 50 см суточный ход температуры сглажен.

Йенни (Jenny, 1941) показал зависимость некоторых свойств почвы от температуры. С повышением температуры цвет почвы теряет серые тона и становится все более красноватым. В более теплых местах основания сильнее выщелачиваются из профиля. Содержание азота и органического вещества с ростом температуры падает, а содержание глины возрастает.

Климатические показатели и эвапотранспирация в функциональном анализе почв. Для характеристики климата было использовано несколько коэффициентов. Большинство из них показывают отношение осадков к температуре. Полученные соотношения могут быть использованы при составлении почвенных карт, если известны корреляции подобных коэффициентов со свойствами почв. Нельзя, конечно, считать такие корреляции абсолютными, потому что существует немало и других факторов. Однако их изучение является, по сути, рассмотрением роли климата как фактора почвообразования. Мейером (Meyer, 1926) был предложен коэффициент *NS*, получаемый по следующей формуле:

$$\frac{\text{Осадки (мм)}}{\text{Абсолютный дефицит насыщенности воздуха (мм рт. ст.)}} = NS.$$

Коэффициент Мейера был использован Йенни для сравнения почв США и Европы (табл. 11). Прескоттом и Торнтвейтом были предложены климатические классификации почв (Jenny, 1941). Сравнительная их оценка затруднительна, так как они основаны на названиях почв, не всегда реально отражающих их свойства.

Более полноценным методом определения водного режима почв является метод балансовых расчетов, основывающийся на измерениях распределения осадков, температуры и расчета потенциальной эвапотранспирации.

Торнтвейтом (Thornthwaite, 1948) предложена эмпирическая формула зависимости эвапотранспирации и температуры. Пальмер и Хавенс (Palmer, Havens, 1958) разработали номограммы, сильно упростившие пользование формулой Торнтвейта, а Почвенная служба США ввела эти номограммы в широкое использование.

ТАБЛИЦА 11

Сравнение связей почва — климат в Европе и США (взяты районы со средней температурой 4—12° С)

Климатический тип почв	Увлажнение (годовой коэффициент *NS*)	
	Европа	США
Серые пустынные	100	30—110
Бурые аридные	—	60—120
Каштановые	140—270	100—180
Черноземы	130—250 (350)	140—250 (320)
Аридно-гумидная граница	200	200—250
Деградированные черноземы	230—350	—
Почвы прерий	—	260—350 (420)
Бурые лесные и серо-бурые подзолистые	320—460	280—400
Подзолы	400—1000	380—750

Методом Торнтвейта, как и рядом других, можно получить величину потенциальной эвапотранспирации. При расчете этой величины ежемесячно ее можно использовать для характеристики водного баланса почв при следующих допущениях: 1) сток отсутствует; 2) объект исследования покрыт растительностью, которая к тому же интенсивно транспирирует; 3) образование росы ничтожно мало. Приняв эти допущения, получаем формулу водного баланса почвы:

$$P = e + s,$$

где P — осадки = 125 см;
e — эвапотранспирация = 94 см;
s — избыток воды, просочившейся ниже нижней границы профиля = 30 см.

О влагоемкости почвы можно судить по данным рис. 16, из которого можно сделать ряд заключений.

1) В среднем осадки уменьшаются летом.

2) Эвапотранспирация максимальна летом и минимальна зимой.

3) Осадки превышают эвапотранспирацию в период с ноября по май. (Примечание: P и e вычисляются в конце каждого месяца.)

4) Эвапотранспирация преобладает над осадками с июня по октябрь.

Таким образом, средний водный режим почвы представляется следующим (рис. 16). Почвы, потерявшие летом много влаги, начинают активно накапливать ее R с первых дней ноября примерно до середины января, когда количество воды в почве достигает 22 см, то есть приближается к полной влагоемкости. К этому времени избыток влаги S, будучи больше, чем e, просачивается в нижнюю часть профиля, по-видимому достигая грунтовых вод. К концу мая потенциальная эвапотранспирация (e) с ростом летних температур превышает осадки (P) и растения начинают вытягивать воду из запаса, накопившегося зимой. Растения без затруднений пользуются этой водой (u) до середины сентября, когда влажность почвы приближается к влажности завядания. В результате с середины сентября до конца октября почва имеет чрезвычайно низкую влажность и растения должны либо погибнуть, либо устоять

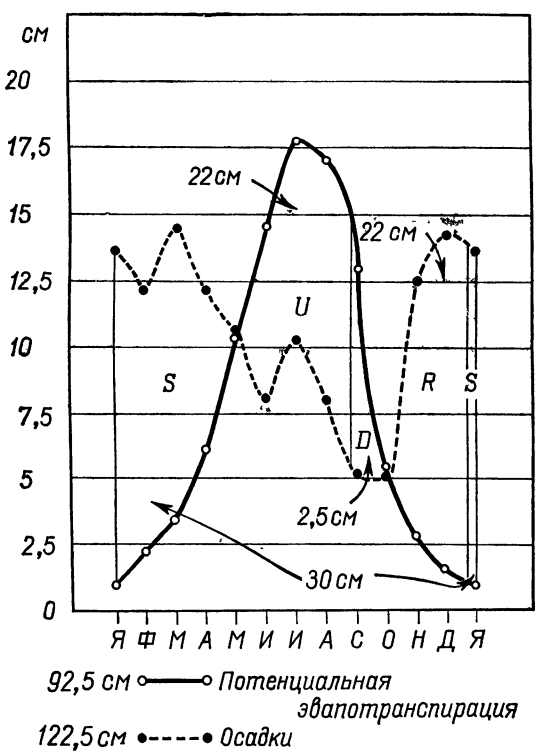


Рис. 16. Среднегодовой баланс влаги почвы, вмещающей 22-сантиметровый слой воды, Толлала, штата Луизиана.

в борьбе за влагу всего при одном дожде за все это время. Этот период характеризуется дефицитом влажности (D).

Другая величина, реальная эвапотранспирация (Ea), может быть рассчитана на основе водного баланса. Для этого необходимо измерить или рассчитать еще одну величину — влагоемкость почвы корнеобитаемого слоя. Возвращаясь к рис. 16, где влагоемкость равна 22 см, расчетная величина реальной эвапотранспирации Ea складывается из суммы месячных (с ноября по май) величин потенциальной эвапотранспирации (e) и потенциальной эвапотранспирации для тех месяцев, когда расходуются запасы воды, то есть июнь, июль, часть августа, а так же осадков (P) тех месяцев, когда наблюдается дефицит влаги D: часть августа, сентябрь и октябрь. Аркли (Arkley, 1967) использовал расчеты подобного рода для характеристики некоторых почв США. Он предположил, что степень выщелоченности наилучшим образом может быть оценена по средней сумме месячных величин $P=e$ (в тех случаях, когда $P>e$) или по величинам осадков наиболее влажных месяцев в зависимости от того, какая из этих двух цифр окажется большей. Аркли назвал предложенный показатель индексом выщелачивания Li и посчитал, что большая величина реальной эвапотранспирации могла бы характеризовать некоторые свойства почв. В частности, освобождалось бы больше энергии для выветривания и трансформаций органического вещества. При нанесении климатических данных по большим почвенным группам на графики с индексом выщелачивания Li по одной оси и расчетной реальной эвапотранспирацией Ea по другой каждая почвенная группа оказывается охарактеризованной определенными параметрами. Наблюдалось, однако, значительное перекрытие свойств больших групп, которые можно объяснить различиями во влагоемкости почв, общим характером использованных карт и отсутствием количественных критериев выделения больших групп в классификации США 1938 г. (Baldwin, Kellogg, Thorp, 1938).

Расчеты водного баланса были использованы также для определения возраста карбонатных почв (Arkley, 1963). Определялась влагоемкость отдельных горизонтов, растворимость карбонатов и содержание карбонатов в материнской породе, на основании чего, учитывая количество просачивающейся через данную почвенную толщу воды, был получен возраст почв, в общем совпадающий с геологическими датировками.

Микроклимат и генезис почв. Микроклиматом мы считаем климат нескольких сантиметров над земной поверхностью.

ТАБЛИЦА 12

Суммарная характеристика микроклиматических условий на склонах северной и южной экспозиции в Мичигане в течение вегетационного периода 1957 г. (Соорер, 1960)

Измерения	Экспозиция склона	Сроки наблюдений						
		12.III–14.IV	15.IV–1.VI	2.VI–15.VII	16.VII–23.VIII	24.VIII–16.IX	17.IX–16.X	17.X–9.XI
Относительная интенсивность освещения (открытый участок, %)	Сев.	11,1	—6,1	—16,7	—17,8	—17,0	—16,7	—6,7
	Южн.	5,6	—1,11	—13,9	—16,11	—16,1	—15	2,5
Максимальная температура воздуха (50 см над почвой, °С)	Сев.	9	22	26,1	22,4	23,9	21,1	16,1
	Южн.	11,1	24,5	30,6	35,6	26,7	24,4	18,9
Минимальная температура воздуха (50 см над почвой, °С)	Сев.	3,9	7,8	14,4	13,9	10,6	3,9	—1,7
	Южн.	—2,8	8,3	14,5	14,2	11,2	4,2	—1,5
Испарение за неделю, $см^3$	Сев.	—	37,2	23,9	28,9	16,1	15	—
	Южн.	—	62	46,9	48,8	35	32,8	—
Температура почвы (°С) на глубине 2 см	Сев.	1,1	13,9	18,9	21,1	18,3	13	8,3
	Южн.	5	16,1	20,6	24,4	20	15,6	10,56
Температура почвы (°С) на глубине 20 см	Сев.	0,6	10	16,1	18,3	16,7	12,8	8,8
	Южн.	3,8	12,8	18,3	21,1	18,3	15	10
Влажность на глубине 2 см (весовые %)	Сев.	—1,1	—2,8	—7,2	—10,6	—11,7	—12,7	—8,9
	Южн.	—8,3	—7,2	—9,4	—13,5	—12,2	—14,4	—10

Микроклимат зависит от рельефа, растительности, цвета почвы.

В северном полушарии склоны, обращенные к югу, обычно теплее и суше по сравнению со склонами северных экспозиций. В районе Мичигана были проведены детальные наблюдения в течение вегетационного периода 1957 г. над микроклиматом северных и южных склонов (Cooper, 1960).

Почвы склонов южной экспозиции, данные по которым представлены в табл. 12, имеют более светлоокрашенный бурый горизонт А и более красные горизонты В, чем почвы северных склонов. Содержание глины в первом случае составляет в среднем 12,6%, во втором — 7,7%. Мощность корнеобитаемой толщи и горизонта А была в первом случае значительно больше: 91—103 см и 65—66 см соответственно, а у почв южных склонов — 64—85 см и 40—64 см.

Аналогичные закономерности были описаны Шульгиным (Шульгин, 1957) в СССР. Им отмечаются также более высокие температуры почв склонов западной по сравнению с почвами склонов восточной экспозиции, что объясняется большим расходом солнечной радиации на испарение росы на склонах восточной экспозиции. Шульгин считает также, что поле с уклоном всего 1° к югу имеет ту же температуру, что и ровное поле, расположенное в 100 км южнее. Влияние экспозиции постепенно уменьшается при движении в низкие широты.

Опускание холодного воздуха в понижения рельефа сильно меняет местный климат. Холодный воздух благодаря своей большей плотности движется ночью вниз по склону и застаивается в депрессиях, где и отмечаются наиболее низкие температуры и даже заморозки.

Свойства почв в некоторой степени влияют на климат. Светлые или белесые верхние горизонты почв отражают больше солнечной радиации, чем темные горизонты. При этом светлоокрашенные почвы получают меньше тепла. Сильнее всего отражает солнечные лучи поверхность снега.

Влажность почвы в каждый данный момент сильно влияет на ее температуру. Вода обладает высокой удельной теплоемкостью (1 кал/г °С), в то время как удельная теплоемкость сухой почвы очень мала (0,2 кал/г °С). Нагретая влажная почва остывает медленнее, чем сухая, по той же причине и поэтому в одних и тех же климатических условиях песчаная почва с полевой влагоемкостью 15% быстрее остывает и нагревается, чем глинистая почва, содержащая 30% влаги.

Климакатены. Различные свойства почв, рассмотренные в связи с режимами температуры и влажности, непрерывны в ландшафте.

Примеры климакатен чаще всего изучаются в горах, где на каждые 1000 м высоты температура падает на 6° С (Petterssen, 1941), а сумма осадков обычно с высотой возрастает. Несмотря на то что скорость, с которой происходят изменения, различна, были установлены некоторые закономерные изменения свойств почв (Фридланд, 1959; Martin, Fletcher, 1943; Волобуев, 1964; Whittaker, 1968). Так, содержание органического вещества, азота и величина отношения C/N возрастают с высотой, в то время как значение pH и содержание оснований Ca, Mg и K уменьшаются.

Климакатены становятся противоречивыми, если они имеют протяжение в несколько километров на горном склоне, что, к счастью, редко бывает. Легче всего наблюдать климакатены на длинных трансектах, где можно исследовать почвы в нескольких пунктах.

Палеоклиматы. Климат меняется со временем. К сожалению, метеорологические наблюдения охватывают лишь небольшой промежуток времени. Однако геологические и палеоботанические материалы свидетельствуют о значительных климатических изменениях во времени (Schwarzbahk, 1963). Постепенно накапливается все больше и больше доказательств того, что климатические изменения сыграли большую роль в жизни большинства современных почв. Почва меняется в ответ на изменения условий среды, так что в ней сохраняются лишь необратимые изменения (Nikiforoff, 1953). Поэтому интерпретировать палеоклиматические изменения почв бывает нелегко, однако к ним часто прибегают для объяснения более сильной выветрелости пород, чем это возможно в современных условиях.

Изменения климата обычно связываются со сдвигами в общей циркуляции атмосферы. Это значит, что в какое-то время происходит сдвиг в общей схеме циркуляции, приводящий к обильным осадкам в одном месте земного шара, большей сухости в другом и не вызывающий никаких перемен в третьем. Примером может служить небольшое смещение к югу субтропических барических максимумов по сравнению с их средним зимним положением. Это означает, что южная Калифорния, где максимум осадков приходится на зиму, будет получать больше летних дождей, а в штате Нью-Мексико, где осадки связаны с юго-западными воздушными потоками с Мексиканского залива, окажется значительно суше. В Аризоне с ее равномерным распределением осадков между летним и зимним дождливыми сезонами существенных изменений ожидаться не может.

Средние и экстремные климатические показатели. Климат можно рассматривать как среднее состояние погоды, однако мы все замечаем, что один год не похож на другой. Нередко мы говорим о засушливых и влажных годах. На протяжении всей истории почвоведения делались попытки установить количественную зависимость между каким-либо признаком почвы и климатическими показателями. Они привели к лучшему пониманию связей почва — климат. Но не следует забывать, однако, о том, что эти связи существуют, если используются средние показатели для характеристики климата. Какое-либо явление погоды, вызывающее резкое изменение в почвах, может быть крайне редким: например, в аридных странах один год из десяти может оказаться настолько влажным, что все легкоподвижные соли окажутся вынесенными из почвы в грунтовые воды. Если не возникнет какого-нибудь быстро происходящего процесса, могущего восстановить первоначальное состояние засоления, то профиль почвы длительное время может сохраняться незасоленным. Таким же образом несколько жарких дней могут оказать больший эффект в разложении органического вещества, чем целые недели со «средними» температурами.

Климат и почвенный климат. К традиционному взгляду на климат как на фактор почвообразования в последнее время добавилось представление о почвенном климате как свойстве самой почвы. Так, и среднегодовые температуры, и амплитуды их колебаний стали важными классификационными критериями почв. Очевидно, что эти критерии не могут быть измерены однократно, в противном случае они будут подвергнуты резкой критике. Кроме того, климатические свойства почв очень близки к атмосферному климату, и студенты нередко затрудняются производить их разделение. Многие считают неверным принимать температуру и влажность в качестве свойств почвы.

Мы глубоко убеждены в том, что, поскольку почвенный климат тесно связан с атмосферным климатом, его логично рассматривать как свойство почвы, так же как мы разумно используем понятие механического состава для характеристики почвы, хотя он часто прямо унаследован от материнской породы. Более того, климатические свойства почв непосредственно влияют на их использование, а также могут быть количественно измерены и выражены. Пока измерения еще производятся с известной долей вероятности, например сухость мы определяем как наличие 60 сухих дней подряд в семи из десяти лет (см. гл. 14 об использовании данных о почвенном климате для классификации).

ГЛАВА 11

ЖИВЫЕ ОРГАНИЗМЫ: БИОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПОНЕНТЫ ПОЧВЫ И ОКРУЖАЮЩЕЙ ЕЕ СРЕДЫ

Роль многоярусных биот, окружающих почвенное тело и пронизывающих все его горизонты, очень велика в генетическом почвоведении. Глисон и Кронкю (Gleason, Cronquist, 1964) сравнивали литосферу с мольбертом, педосферу — с холстом, а биосферу — с рисунком на холсте. Между всеми тремя сферами существуют тесные взаимосвязи, и каждый слой в пределах этих сфер изменяется, причем быстрее всего меняется поверхностный слой.

Высоцкий (см. Виленский, 1957) говорил о почве как об арене жизни, а о воде как о крови почвы. «Жизнь — это процесс сохранения белковых тел», в котором почва активно участвует. Уальд (Wilde, 1954) считает биологический фактор исключительно важным в почвообразовании, что доказывается существованием карбонатных подзолов или очень кислых неподзолистых мюллевых лесных почв. Полынов (Полынов, 1951) отмечал, что относительная подвижность четырех элементов, $Na > K > Ca > Mg$, меняется в почвах и живых организмах следующим образом: $Ca > Na > Mg > K$. С момента возникновения жизни на Земле биосфера накапливала кислород в атмосфере, кальций — в ископаемых известняках и углерод — в ископаемых углях. Эволюционная смена хвойных покрытосемянными растениями и травами означала повышение эффективности биологического круговорота фосфора и защиты почв от эрозии [1].

Теоретические модели. Уравнение Йенни (Jenny, 1941)

$$S = fo\ (\text{организмы})\ cl,\ r,\ p,\ t\ldots$$

означает, что почва является функцией организмов, действующих в комплексе как независимая переменная, при постоянстве других факторов — климата, рельефа, материнских пород и времени.

---

[1] Удивительно, что авторы не упоминают имени В. И. Вернадского как создателя учения о биосфере. — *Прим. ред.*

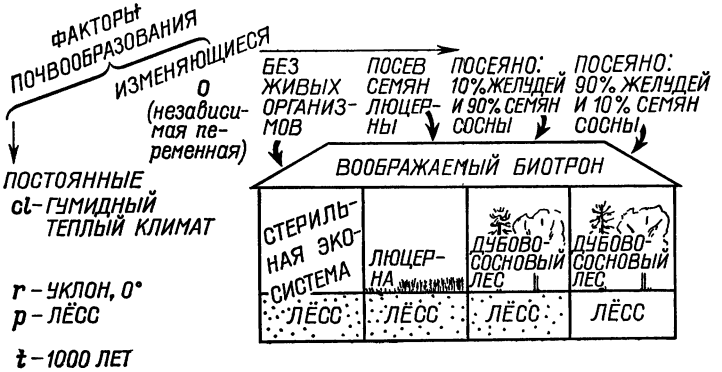


Рис. 17. Теоретическая модель, иллюстрирующая концепцию активного фактора почвообразования — живых организмов, как независимой переменной (см. Jenny, 1958).

Биологический фактор, или живые организмы, можно рассматривать как несколько внешних потенциалов (*Px* по Йенни, 1961), введенных в экосистему извне. Представление о независимых переменных полезно при теоретических разработках, несмотря на то что в реальных условиях мы имеем дело с массой зависимых переменных.

Четыре камеры в воображаемом биотроне на рис. 17 (Jenny, 1958) иллюстрируют эту точку зрения. Предполагается, что каждая камера состоит из слоя лёсса, ровная поверхность которого постоянно поддерживается на одном уровне в условиях влажного теплого климата в течение 1000 лет, и что каждая камера имеет свой специфический биологический фактор. В первую камеру не вносятся никакие живые организмы, во второй сеют люцерну, в третьей сажают семена дуба и сосны (10% желудей и 90% семян сосны), в четвертой — семена сосны и дуба, но в противоположном соотношении (10% семян сосны, 90% желудей). Люцерну ежегодно скашивают, чтобы стимулировать ее рост, кроме того, для поддержания однородности посевов подсевают семена дополнительно. Элементы питания добавляют в количествах, равных отчуждению с урожаем. В последние три камеры добавляют необходимые симбионты.

К концу 1000 лет в каждой камере сформируются следующие почвы: 1) слабо выщелоченный лёсс с эродированной поверхностью; 2) молодая люцерновая почва; 3) одинаковые дубово-сосновые почвы под смешанными лесами, независимо от

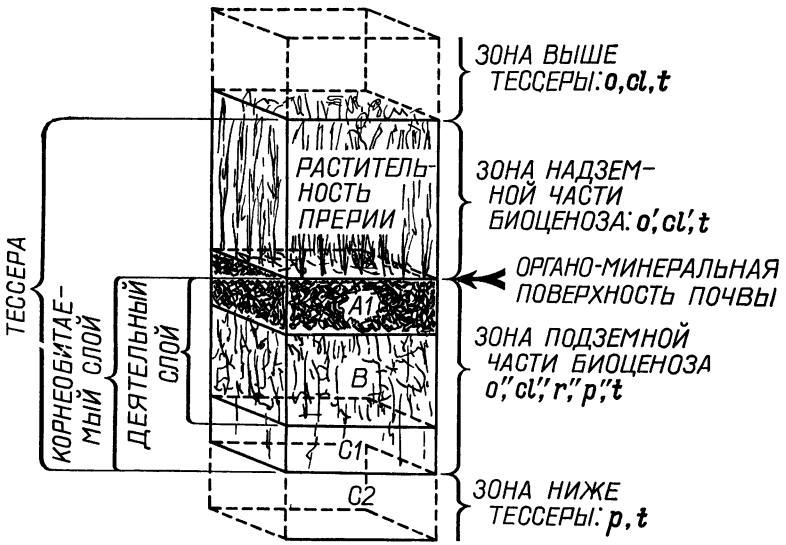


Рис. 18. Диаграмма воображаемой колонки в экосистеме (тессере) с зонами воздействия независимого активного фактора почвообразования — живых организмов.

процентного соотношения пород[1]. Одинаковые результаты в двух последних камерах говорят о связи между независимой переменной (o) и двумя зависимыми o' и o''. Первой является смесь семян в камере три и другая смесь в камере четыре. Зависимыми переменными являются надземная (o') и подземная (o'') части сообществ, развившиеся в зависимости от исходного материала, ровной поверхности участка климата и времени. Поскольку последние четыре фактора были идентичными, то и тот и другой лес постепенно приобрели сходные свойства.

Прямое воздействие организмов (семян, спор, фауны) на свежий материал в нашем гипотетическом опыте происходит вполне естественно, как это может происходить при заселении живыми организмами селевых потоков, свежих вулканических пеплов или морского дна после отлива. С образованием биоты влияние организмов, внешних по отношению к тессере (Jenny, 1965) (рис. 18), исключает контакты с исходным материалом (p) — слоями экосистем камер три и четыре (рис. 17). При

[1] Остается неясным, что означают «молодые люцерновые почвы», а также «одинаковые дубово-сосновые почвы» Без объяснения конкретных свойств этих почв приводимую схему трудно понять — *Прим. ред.*

этом существуют оба подвида дубово-сосновых почв, так как тессера (колонка, состоящая из почвы с растущим на ней деревом) будет различной под сосной и дубом. Под другими древесными породами можно ожидать различные переходные почвы. Дальнейшая комплексность почвы будет развиваться за счет дождевого стока по стволу дерева и других различий в микроклимате (cl' и cl''). Однако все отклонения в свойствах почв в камерах три и четыре будут находиться в пределах серии почвы, типа и фазы.

Независимые переменные можно теперь представить в виде развернутого уравнения:

$$o',\ cl',\ t+o'',\ cl'',\ r'',\ p'',\ t,\ s_1,\ s_2,\ s_3 = f o_{cl,\,r,\,p,\,t}.$$

Здесь зависимые комбинации органических и микроклиматических факторов (o', cl') с почвенными организмами, климатом и частицами исходной породы (o', cl', p') и различными свойствами почвы ($s_1 \ldots$) в корнеобитаемом слое являются временными функциями внешнего органического фактора (o), меняющегося при постоянстве условий рельефа, внешнего климата и исходного материала.

Природные системы. Влияние организмов o' на почвообразование можно проиллюстрировать наблюдениями в резко различных сообществах и под отдельными их компонентами, такими, например, как отдельные деревья или колонии насекомых.

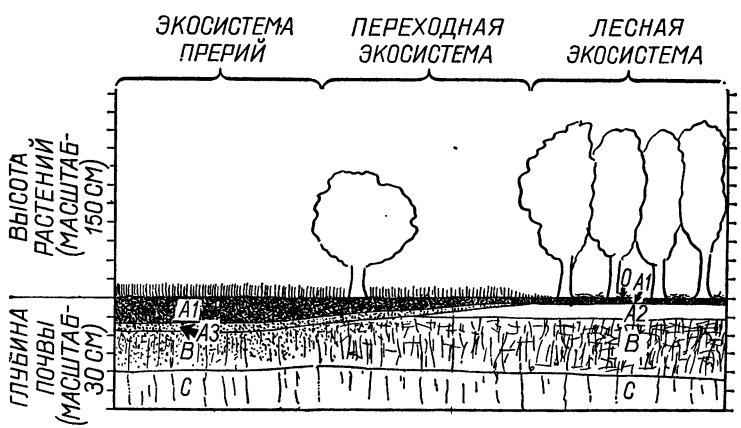


Рис. 19. Диаграмма зависимости: живые организмы — почва на границе леса и прерии.

Почвоведы долгое время интересовались различиями между почвами, формирующимися недалеко друг от друга, под лугом, лесом и переходными почвами между лугом и лесом (рис. 19; Jones, Beavers, 1964; White, Riecken, 1955). Данные табл. 13 показывают характер изменения свойств почвы (s_1, s_2...) от одной экосистемы к другой на однородной материнской основе в северной части Центра США.

ТАБЛИЦА 13

Некоторые свойства почв прерии на границе прерии и леса и под листопадным лесом в северной части Центра США

(Daniels, Brasfield, Riecken, 1962; Jones, Reavers, 1964; Riecken, 1965; White, Riecken, 1955)

Свойство почвы	Почва прерии	Переходная почва	Лесная почва
Содержание ила, %			
Горизонт A	28	23	21
Горизонт B	34	36	36
Отношение B/A	1,21	1,57	1,71
Общий азот, %			
A11 (0—7 см)	0,35	0,35	0,35
A12 или A2 (20—30 см)	0,21	0,11	0,08
B2 (55—65 см)	0,09	0,06	0,05
pH			
A11 (0—7 см)	5,1	6,1	6,5
B2 (55—65 см)	5,2	5,0	5,2
C (115—130 см)	6,2	6,0	5,2
Насыщенность основаниями, %			
A11 (0—7 см)	90	68	80
A12 или A2 (20—30 см)	38	80	42
B2 (55—65 см)	78	87	78
Опаловые фитолиты (т/га) в корнеобитаемом слое (в основном в горизонте A)	20	10	5

Исследовалась постоянно находившаяся под лесом территория в северо-восточной части штата Висконсин с тремя основными растительными сообществами, почвы под которыми определенно различались между собой: 1) лес из хемлока с подзолами (сподосоль); 2) хемлок — северный жестколистный лес с двойным почвенным профилем: слаборазвитым подзолом на слаборазвитой серо-бурой подзолистой почве (альфисоль) и 3) северный жестколистный лес со слаборазвитыми серо-бурыми подзолистыми почвами (Milfred, Olson, Hole, 1967). Различные стихийные бедствия — пожары и ураганы — в наибольшей степени отразились на хемлоковых лесах и нашли соответственно

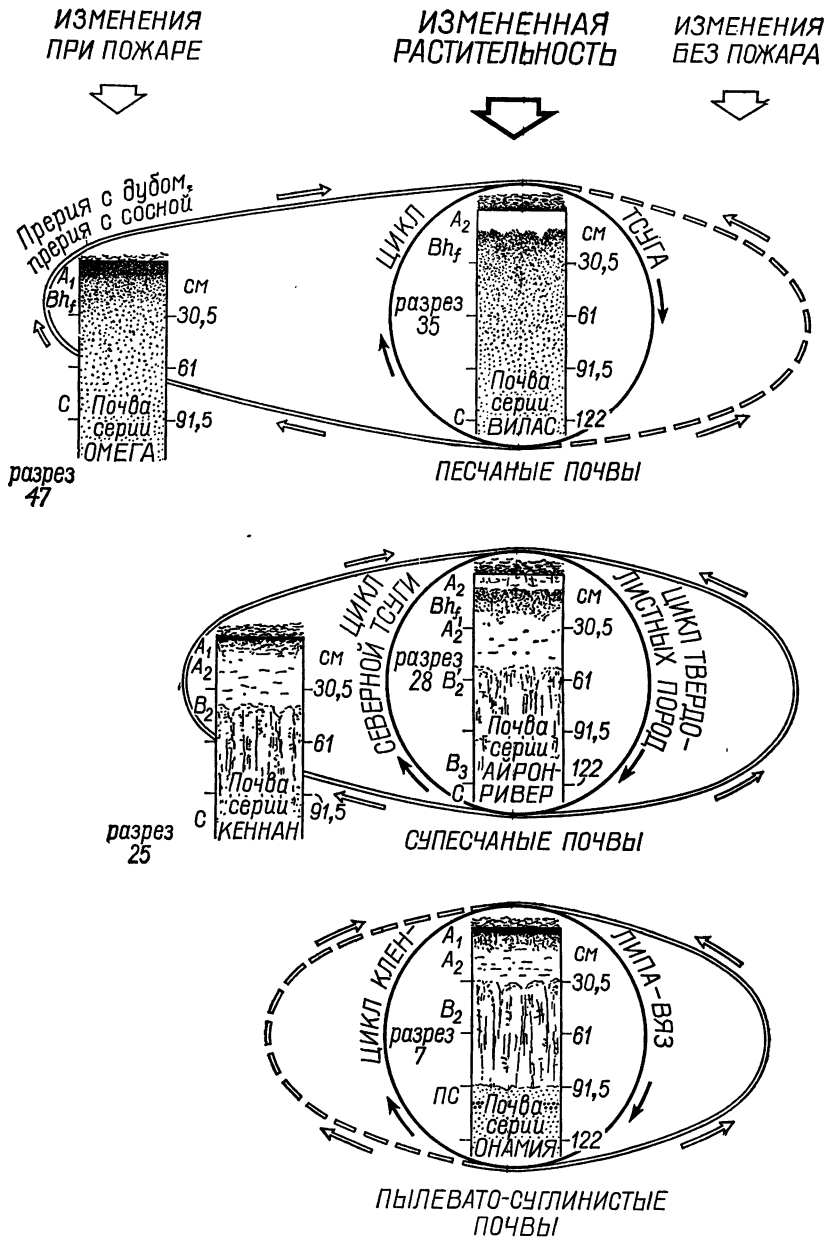


Рис. 20. Диаграмма пяти важнейших типов взаимодействия в системе почва — растение в почвенно-литологической катене, графство Меномини, северная часть штата Висконсин (Geological and Natural History Survey, Univ. Extension, University of Wisconcin).

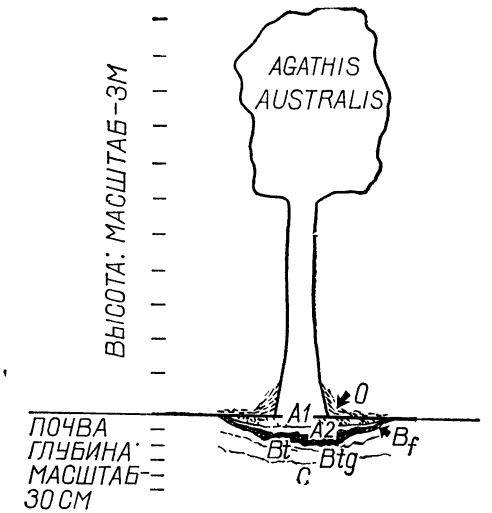


Рис. 21. Разрез через «корзиночный подзол» под сосной Каури в Новой Зеландии (Swindal, 1955).

отражение в почвах (рис. 20). Рассматриваемый ряд почв отличается от ряда на рис. 19 главным образом тем, что он сильно зависит от материнской породы (песчаные почвы, песчано-суглинистые почвы, суглинистые почвы), и потому наиболее сильно отличается от теоретической модели рис. 17.

Исследование почв древних прибрежных лесов секвойи, (*Sequoia sempervirens*, Don. Endl.) и субальпийских сосновых (*Pinus aristata*, Engelm.) лесов Калифорнии (La Marche, 1968; Zinke, Crocker, 1962) выявило существование сильно выветрелых «среднеразвитых» почв — дистрохрептов, аргиксероллов, гаплудультов под секвойей и неожиданно сильно щебнистых почв — устохрептов под сосной. Устохрепты на красных доломитах являются, по-видимому, аналогами гумодов с системой горизонтов O-A2-Bh-Ссам-Сса и общей мощностью профиля 60 см (Hole, 1968). Содержание органического вещества в горизонте Bh составляет около 15%.

Вытяжки из коры и других частей деревьев *Agathis australis* в Новой Зеландии обнаружили их необычайно сильную способность к оподзоливанию нижележащей почвы. Под очень старыми деревьями горизонт A2 может достигать 183 см. Из-за его вогнутой формы (рис. 21) подзол под деревьями назвали «корзиночным подзолом» или «подзолом в форме яичной скорлупы». Свойства такого подзола с необычайно мощным горизонтом A2 даны в табл. 14 (Swindale, 1955).

ТАБЛИЦА 14

Некоторые свойства «корзиночного» подзола * под *Agathis australis*, Новая Зеландия (Swindale, 1955)

Почвенный горизонт, см	Цвет влажного образца	Механический состав, %			Сложение	Структура	Свободное Fe, %	Кварц/полевые шпаты	Глинистые минералы	
		ил	пыль	песок					каолинит	гиббсит
A1 (0—<27)	10 YR 4/1 темно-серый	6	47	47 Песчаный суглинок	Рыхлое	Массивная	0,01	3,5	3	—
A2 (0—<27—40)	2,5 YR 7/2 светло-серый	8	40	52 То же	Цементированное	То же	0,02	2,7	10	1
Bh (40—48)	5YR 2/1 черный	10	36	54 »	—	»	0,53	1,8	5	3
Bf (48—49)	2,5 YR 3/4 темный красновато-бурый	—	—	— —	Твердое	»	—	—	19	33
Bt (49—60)	7,5 YR 5/6 ярко-бурый	18	44	38 Суглинок	Плотное	»	5,35	1,3	56	7
Btg (60—90)	2,5 Y 7/4 светло-желтый пятнистый	35	53	12 Пылеватая глина	—	—	0,78	0,6	—	—
C (90—120)	—	9	60	41 Пылеватый суглинок	—	—	0,73	0,3	26	—
C2 Зеленоватые грязно-бурые сильно выветрелые глины					—	—	—	—	—	—
R Риолиты холмов Путахи							—	—	—	—

* «Корзиночный» подзол супесчаной серии Парахакай, развитый в условиях выпадения 157 мм осадков и средней годовой температуры 14,4 °С в Новой Зеландии

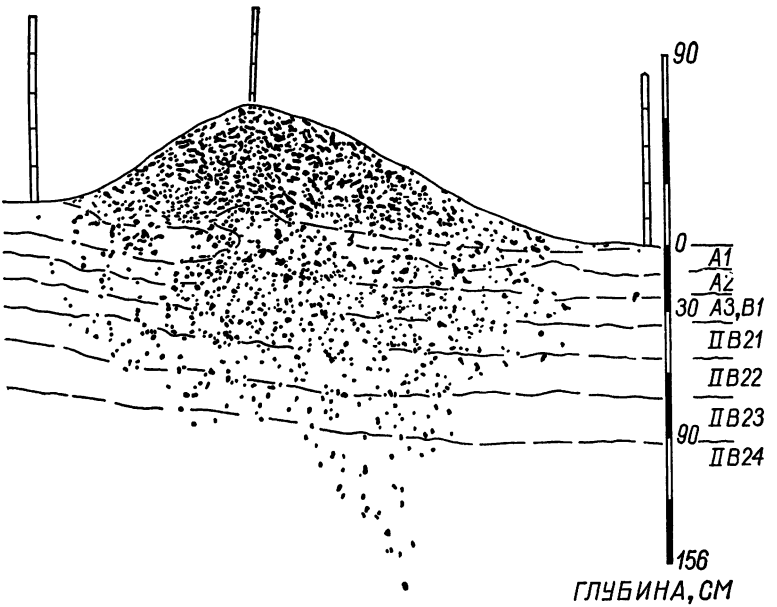


Рис. 22. Разрез через большой муравейник, где обитают муравьи вида *Formica exsectoides* (Salem, Hole, 1968); вертикальный и горизонтальный масштаб одинаковы.

Колонии восточных муравьев *Formica exsectoides* строят муравейники высотой один метр и диаметром два метра на полянах среди листопадных лесов на северо-востоке США (Salem, Hole, 1968). Профиль почвы под муравейником резко отличается от профилей почв под другими участками леса (рис. 22; табл. 15) и может сохранять следы присутствия муравейника в течение ряда столетий.

Почвенный покров как сложная мозаика. Совершенно очевидно, что экосистема состоит из сложнейшего сочетания отдельных перекрывающих друг друга тессер, образовавшихся не только за счет различий в современных материнских породах и во времени развития, но и унаследованных от предыдущих биот. Почва в приствольной зоне бука (*Fagus grandifolia*) сильно отличается от окружающих, менее увлажненных почв, находящихся на расстоянии всего двух метров от ствола (Gersper, Holowaychuk, 1970). Различия могут быть так же велики, как различия между серо-бурыми подзолистыми почвами

Свойства профилей почв под муравейником (ПМ) и рядом с ним (РМ) (Salem, Hole, 1968)

Горизонт	Глубина, см	Объемный вес		Объем муравьиных ходов, %		pH (паста)		Механический состав						Свободная Fe_2O_3, %		Органическое вещество, %	
								ил		пыль		песок					
ПМ	РМ	ПМ	РМ	ПМ	РМ	ПМ	РМ	ПМ	РМ	ПМ	РМ	ПМ	РМ	ПМ	РМ	ПМ	РМ
01 и $A_п$* (0—0,3)	—	0,8	—	—	—	7,0	—	49	—	46	—	5	—	5	—	4	—
C (0,3—40)	—	0,8	—	21	—	7,2	—	50	—	47	—	3	—	5	—	3	—
A21 и A3b (10—81)	01 (2,5—0) и A1, A2 (0—35)	1,0	1,0	8	0	6,3	6,2	20	20	77	75	3	5	4	2	3	3
B1b (81—91)	B1 (31—45)	1,2	1,4	6	0	5,7	5,6	27	27	71	70	2	3	2	2	1	1
II B21b (91—100)	II B21 (45—55)	1,2	1,5	4	0	5,7	5,4	27	30	69	66	4	4	2	2	0,8	0,3
II B22b (100—120)	II B22 (55—73)	1,2	1,5	2	0	5,5	4,5	43	47	55	51	2	2	3	3	0,6	0,3
II B23b (120—135)	II B23 (73—93)	1,5	1,5	0,4	0	4,8	4,3	74	83	25	15	1	2	7	6	0,3	0,3

* Представляет собой гравелисто-песчаный профиль на поверхности муравейника.

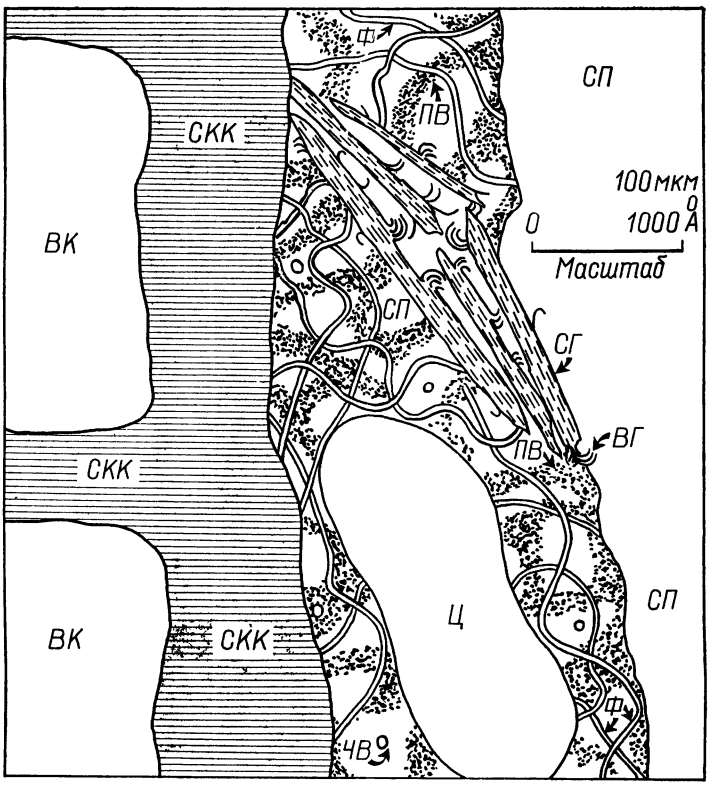


Рис. 23. Граница между стенкой клетки корня (*СКК*) с органическим гелем, состоящим из микроволокон целлюлозы (*Ф*), пектиновых веществ (*ПВ*) и глиной (*СГ* — слюдистая глина); *ВГ* — вермикулитовая глина.

ЧВ — частица вируса; *СП* — стенка поры, *ВК* — внутренняя часть клетки; *Ц* — бактерия

и почвами, переходными между бурыми лесными и серо-бурыми подзолистыми.

Комплексность почв наблюдается и в еще более детальном изучении — микроскопическом и субмикроскопическом (рис. 23; Gray, 1967; Jackson, 1965; Jenny, Grossenbacher, 1963; McLaren, Skujins, 1968). Нередко говорят, что в одном грамме почвы содержится миллион бактерий, километр грибных гифов и тысячи клеток водорослей и простейших. Однако в том же грамме можно встретить зоны, почти лишенные микроорганизмов вследствие недостаточности элементов питания или диффузии веществ, замедляющих развитие микроорганизмов.

Общие биотические процессы почвообразования. По-видимому, наиболее важными почвообразовательными процессами, происходящими в тессере, является потребление энергии и вещества путем фотосинтеза и ее расходование, осуществляющееся в разложении растительных остатков, катионном обмене и образовании органо-минеральных комплексов. Материал, мобилизуемый биотой в экосистеме, снова отлагается в тессере и вовлекается в круговорот до тех пор, пока каким-либо случайным способом не выводится за пределы экосистемы. Например, при пожарах неожиданно высвобождаются огромные запасы питательных веществ. Местные круговороты кальция и азота являются всего лишь двумя примерами из серии многочисленных круговоротов, осуществляющихся в системе почва — биота. Многие организмы выделяют токсичные для других живых существ вещества, ограничивающие, хотя бы временно, распространение популяций в ландшафте. Опадающие листья аккумулируются на поверхности почвы. Натеки из органического вещества образуют вместе с глинами и окислами железа пленки на гранях агрегатов. Большая часть органического вещества этих новообразований подвергается быстрому разложению. Исключение могут представлять лишь белковые соединения с низким отношением C/N (около четырех), находящиеся в комплексных соединениях с глиной в подпочве. Вероятно, значительно больше энергии, усвоенной за счет фотосинтеза наземными растениями, высвобождается организмами в почвенном профиле, чем в надземных трофических связях. Минеральные компоненты, освободившиеся при разложении органического вещества, в большинстве своем вновь поглощаются биотой. За счет дыхания почвенной флоры и фауны ежедневно образуется 5—10 литров CO_2 на квадратный метр земной поверхности. Преобразование почвенного материала растениями и животными приводит к увеличению неровностей наземной поверхности, образованию каналов и их частичному заполнению. В почвах имеют место суточные, приливные, сезонные и годовые циклы биологической активности и превращений. Циклы устойчивости и неустойчивости ландшафта являются результатом климатических изменений или разрыва растительных сукцессий (рис. 20) с соответствующими изменениями в почвенном профиле.

Некоторые биогенные свойства почв. В бесконечных свойствах почв, связанных с деятельностью растений и животных, некоторые свойства выделяются как особо важные или очевидные. Среди них можно назвать агрегатность и порозность,

образование которых связано с биологическими агентами, концентрацией органических и минеральных веществ и некоторыми изменениями поверхности почвы.

Биологические формы агрегатов и пустот. Большая часть органического материала и органических горизонтов имеет зернистую или мелкокомковатую структуру, образовавшуюся при пропускании почвенного материала через пищеварительный тракт насекомых, личинок, червей и других представителей почвенной фауны. Зернистая структура темных верхних горизонтов (горизонт А1) объясняется преимущественно деятельностью червей, один из видов которых затаскивает в свои ходы буквально каждый листик, падающий на землю (Nielsen, Hole, 1964). Роющие нимфы цикад создают специфическую «комковато-цилиндрическую» структуру подпочвы в хорошо дренируемых пылеватых почвах типа бурых и сероземов (Hugie, Passey, 1963). Давление растущих корней способствует образованию мелких почвенных агрегатов.

Биогенными могут быть не только твердые частицы почвы, но и пустоты. Насекомые размерами меньше толщины листа проделывают ходы в листьях еще до тех пор, как те упадут на землю. Стволы живых деревьев и гниющие бревна пронизаны ходами насекомых и покрыты ямками, выдолбленными птицами и грызунами. Ходы животных самых разнообразных размеров, от дождевого червя до кролика, весьма обильны в профилях некоторых почв, часто они бывают заполнены материалом более темной окраски, принесенным из А1 горизонта (кротовины). Корневые каналы во многом определяют особенности водного и воздушного режима почвы, в некоторых случаях вызывая пятнистость окраски и выпадение окислов железа. Корни способны проникать глубоко в почву и широко распространяться в ней. В огороде корни пырея (*Agropyron repens*) могут прорастать через морковку, что доказывает возможность корней проникать в очень плотную почву.

Биологические концентрации органического вещества. Различают четыре основных типа органических горизонтов в минеральных почвах: мор, мюлль, сворд и ортерде.

Термин *мор* был предложен датским ученым П. Е. Мюллером (Wilde, 1958) для верхних горизонтов лесных почв, состоящих из кислой подстилки и гумуса. Этот горизонт обычно лучше всего развит под хвойными лесами и верещатниками. В процессе разложения органического вещества наиболее активны грибы, выделяющие немало антибиотиков. Запас элементов питания невысок. В составе микрофауны преобладают коллемболы и орибатиды, и они определяют высокую интенсивность дыхания, вдвое бóльшую, чем в мюллевых типах гумуса.

Экскременты этих мелких животных образуют порошкообразную массу, называемую модером. Соотношение объемов живых организмов и органического вещества составляет 1 : 30 000 в слое подстилки (горизонт 01) и 1 : 15 000 в гумусовом слое (Eaton, Chandler, 1942).

Термином *мюлль* обозначают гумусовый горизонт лесной почвы (A1), состоящий из аморфного гумуса, тесно связанного с минеральной частью почвы. Реакция его слабокислая, а самые характерные типы мюлля обнаруживаются под высокозольной подстилкой, например под кленом. Бактериальная активность мюлля выше грибной. Запас доступных элементов питания высок. Особенно много в мюлле дождевых червей и многоножек. Количество животных на единицу объема мюлля примерно на $^1/_3$ больше, чем в море, а потребление кислорода раза в три выше.

Термин *сворд* предложен Уальдом (Wilde, 1958) для насыщенного корнями горизонта A1 степных почв, отличающего его от преимущественно зоогенных мюллевых горизонтов лесных почв. Около 90% общего запаса органического вещества тессеры прерий сосредоточено в почве, о чем свидетельствует мощный темный горизонт сворд. Эпипедон моллик в современной американской классификации является более общим понятием, включающим и горизонт сворд, и пахотные горизонты Ап ранее лесных почв.

Горизонт В гумусового подзола (гумод), называемый немецкими почвоведами *ортерде*, представляет собой мягкий, с непрочно зернистой структурой горизонт от темно-красно-бурого до черного цвета с не 15% органического вещества.

Другой формой темного органического вещества в почвах являются гумусовые пленки — «органаны» Бруера (Brewer, 1964) на поверхностях агрегатов горизонта В в таких почвах, как бруниземы (аргудолл), солонцы (натрустолл) и серо-бурые подзолистые почвы (гаплудальф).

В светлоокрашенных горизонтах А могут содержаться значительные количества светлого гумуса, как пишет Уальд (Wilde, 1950) о лесных почвах штата Индианы, где в верхних 15 см содержится 6% гумуса.

Языковатость нижних границ почвенных горизонтов нередко связана с биологической деятельностью. Языки горизонта В подзолов первоначально были приурочены, по-видимому, к корням деревьев. Узкие «карандашные» языки горизонта A1, проникающие в горизонт А2 серо-бурых подзолистых почв (гаплудальф), являются, вероятно, ходами червей, заполненными материалом горизонта A1.

Поверхностные отложения и биогенные поры-каналы. Аккумуляцию почвенной массы на земной поверхности нередко «производят» деревья, животные и человек.

Бакстер (см. Milfred, Olson, Hole, 1967) отмечает, что крупные деревья с развитыми стволами и поверхностными корневыми системами во время штормовых ветров в северной части штата Висконсин подвергаются вывалам и образуют своеобразный рельеф с разностью высот до полуметра и диаметром около 1,2 м. Например, из 350 таких участков на 1 га большая часть образовалась при штормах очень давно, может быть сто лет назад, так что стволы деревьев совершенно разложились Можно считать, что такой рельеф образуется со следующей скоростью: 1% поверхности Земли осваивается им каждые 500—1000 лет.

Деятельность муравьев, строящих муравейники, уже обсуждалась ранее. Исследование Лайфорда (Lyford, 1963), посвященное муравьям, образующим мелкие кучки почвы (высотой 1 см и диаметром 7 см) на земной поверхности, выявило, что верхние 35 см кислых бурых лесных почв (дистрохрепт) Харвардского леса были полностью переработаны муравьями. На Великих равнинах были обнаружены следы муравейников диаметром 6 м (Thorp, 1949). В тропических лесах муравьи прокладывают целую сеть дорожек. В целом можно сказать, что от 1 до 4% земной поверхности подвергается воздействию муравьев.

Термиты — примитивные насекомые, постоянно активные во влажной атмосфере и потому широко распространенные в тропиках. Размеры термитников могут достигать в высоту 3 м и в диаметре 15 м, а их количество — 75 штук на 1 га (рис. 52). В полуаридных районах термиты проникают глубоко в почву, на глубину до 8 м, чтобы поддерживать необходимую влажность для личинок. Термитники, кроме большой влажности, отличаются повышенными содержаниями: органического вещества, карбонатов и солей. Не исключена возможность очень сильной переработки термитами огромных масс земли (омолаживание почвенных профилей в тропических странах), проходившей в течение сотен и тысяч лет.

В слое от 1 до 30 см встречается обычно много ходов саранчи, диких ос и пауков[1]. Ходы ракообразных, пресмыкающихся, земноводных, кротов, барсуков, полевок, землероек, лисиц и птиц могут иметь лишь местное значение. Торп (Thorp, 1949) подсчитал, что в прериях луговыми собачками и барсу-

[1] С. Е. Рейхерт из Висконсинского университета считает, что пауки сильнее перемешивают почвы в прериях, чем муравьи.

ТАБЛИЦА 16

Количество органического вещества и содержание живых организмов в 1 га почвы, в слое 0—15 см в умеренно влажном теплом климате

Объект исследования	Сухой вес		Количество особей
	%	кг/га	
Органическое вещество, живое и мертвое	6	120 000	—
Мертвое органическое вещество	5,28	105 400	—
Живые организмы	0,72	14 600	—
бактерии	0,10	2 600	2×10^{15}
простейшие	0,005	100	7×10^{16}
грибы	0,10	2 000	8×10^{16}
актиномицеты	0,01	220	6×10^{17}
водоросли	0,0005	10	3×10^{14}
высшие растения, корни	0,5	10 000	—
Животные			
нематоды	0,001	20	$2{,}5 \times 10^{9}$
гастроподы (улитки, слизняки)	0,001	20	2×10^{3}
Annelidae (дождевые черви)	0,005	100	7×10^{3}
Артроподы			
Crustacea (крабы, лангусты)	0,0005	10	4×10^{17}
Паукообразные			
Acarine (клещи)	0,0001	2	4×10^{5}
Araneae (пауки)	0,0001	2	5×10^{5}
Мариаподы (многоножки, губоногие)	0,001	20	1×10^{3}
Opiliones (сенокосцы)	0,00005	1	$2{,}5 \times 10^{4}$
диплоподы, хилоподы	0,0011	25	$3{,}8 \times 10^{7}$
Гексаподы	0,0001	2	4×10^{5}
коллемболы (ногохвостки)	0,0002	5	5×10^{6}
перепончатокрылые (муравьи), двукрылые, Coleoptere, чешуекрылые	0,0015	35	5×10^{7}
Позвоночные			
мыши, полевки, кроты	0,0005	10	4×10^{5}
кролики, белки, гоферы	0,0006	12	10
лисы, барсуки, медведи, олени	0,0005	10	<1
Птицы	0,0005	10	100

ками «вывернуто» на поверхность около 90 т на 1 га гравелистых нижних почвенных горизонтов. Ими же изменен и механический состав почв от среднего до легкого суглинка на $^1/_3$ территории опытной станции Акрон в штате Колорадо. Крабы и речные раки каждый сезон выбрасывают на поверхность несколько тонн земли на 1 га. В Новой Зеландии птица *Pachyptela turtur* гнездится в глубоких бороздах, прорываемых ею в почве. Бобры занимают много места своими плотинами и также меняют характер почвообразования путем подпруживания речек и создания водоемов. Когда плотины разрушаются, на месте прежних лесных почв образовываются луговые почвы или моллисоли. Вороны при строительстве своих гнезд разбрасывают гравий, меняя механический состав верхних горизонтов почвы на больших расстояниях от мест гнездования.

Деятельность человека, распахивающего поля, заполняющего низины, сносящего холмы, усиливающего эрозию, вносящего в почву удобрения и т. д., нам хорошо известна (Bidwell, Hole, 1965). На рисовых полях фермеры создают особые почвы. В городах инженеры практически прекращают почвообразование, покрывая почву бетоном и строя здания.

Заключение. Табл. 16, несмотря на свою кажущуюся детальность, дает лишь самое общее представление о роли живых организмов в верхних 15 см почвы. Не следует забывать при этом, что все объемы, рассчитываемые на сухой вес, значительно меньше собственно биомассы. В таблице предпринята попытка оценить размеры колебаний численности во времени живых организмов: для микроорганизмов оно измеряется часами; для крупных животных, растений и человека — сезонами. Обычно зоомасса в биогеоценозах составляет около 1% биомассы растений, дающих первичную продукцию. Чистая первичная продукция органического вещества в экосистеме составляет всего $^1/_2$ валовой продукции за счет расхода на дыхание растений. Овингтон (Ovington, 1962) приводит следующие величины чистой первичной продукции (в т/га): тропический лес — 40; буковый лес в Голландии — 14; кукурузное поле — 9; травы в штате Миннесота — 3 и альпийские луга — 1. Общая биомасса флоры и фауны в наиболее благоприятное время для этих ценозов в 2—30 раз больше, причем большие цифры характерны для лесных экосистем, где огромный запас мертвой древесины учитывается как лес на корню.

Попытки оценить количество животных в виде биомассы или в виде уравнения были менее чем успешны (Mellanby, 1960). Тринадцать миллионов слизняков или четыре овцы составляют

одинаковую биомассу на 1 га, но их роль в почвообразовании резко различна. С помощью современной техники и ископаемого горючего, образовавшегося в результате работы живых организмов миллионы лет назад, фермер весом 100 кг может в течение 3—4 дней в году произвести все необходимые операции на гектаре земли по посеву, выращиванию и сбору урожая кукурузы, тем самым сильно изменить почву. Каждый отдельный вид организма или симбиотическая единица имеет, по-видимому, определенное значение для почвообразования.

Каждая тессера не только находится под влиянием дождя, снега и града, но и потребляет воду в огромных количествах. Для производства 0,5 кг фитомассы (сухой вес) через дерево должно пройти от 150 до 500 литров воды. Роль растительности особенно возрастает в чувствительных к воде ландшафтах. Так, Торп (Thorp, 1957) подсчитал, что в ландшафтах Западной Австралии годового количества осадков (76 см) хватает только на то, чтобы вымыть из почвы то количество легкорастворимых солей, которое приносится ветром. Когда европейские поселенцы вырубили эвкалипты и тем самым увеличили площадь пастбищ, они нарушили солевой баланс, и на склонах холмов появились выцветы солей и образовались солончаки (натрустолл). В течение столетия фермеры боролись в этих местах с избытком в почвах натрия, и, когда наконец добились желательных результатов, измененная экосистема оказалась в состоянии существовать при данном солевом режиме.

ГЛАВА 12

ВРЕМЯ КАК ФАКТОР ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Признавая непрерывность времени, как и пространства, для каждой почвы, мы все же фиксируем «нулевое время», которое отсчитывается от какой-либо «почвообразовательной катастрофы», знаменующей начало нового цикла почвообразования для данной почвы. К катастрофам можно отнести резкое изменение характера рельефа или зеркала грунтовых вод вследствие сбросов или поднятий, быстрое смешение масс почвы в процессе эрозии отступающего склона (Ruhe, 1960, «несогласие в рельефе» — см. Thwaites, 1946) или эрозию, усиленную человеком. Быстрая смена растительности происходит при сведении леса и посевах сельскохозяйственных культур или в результате пожара, когда лес замещается прерией. Резкие изменения климата могут быть как макро-, так и микроклиматическими (Bryson, Wendland, 1967); последние в свою очередь сильно зависят от характера растительного покрова. К резким изменениям материнской породы мы относим процессы седиментации (отложение лёссов, вулканических пеплов, песка, коллювия), погребение почв лавовыми потоками, а также повышение концентрации удобрений или солей в результате эоловой аккумуляции или близкого залегания минерализованных грунтовых вод.

Теоретически можно себе представить, что все факторы почвообразования (климат, органическая жизнь, рельеф, порода) постоянны, а единственной переменной является время.

Изучение почвообразования во времени может иметь несколько аспектов: 1) определение относительной фазы развития почвы; 2) абсолютные датировки горизонтов и профилей; 3) определение скорости почвообразования; 4) определение взаимоотношения возраста геоморфологической поверхности и степени выветривания; 5) эксперименты в полевых условиях и лаборатории. Более того, можно рассмотреть даже связь почвообразования с геоморфологическими теориями Дэвиса (Davis, 1899), Пенка (Penck, 1924) и Хека (Hack, 1960).

Стадии развития почвы. Термины, предложенные Дэвисом для описания форм земной поверхности: «юность», «зрелость» и «старость», были применены и к почвам. Азональные почвы (с профилем АС), представленные энтисолями и частично инсептисолями, можно считать *молодыми*, или юными. Незрелые почвы включают интразональные почвы, развитие которых ограничивалось избытком влаги, солей или карбонатов. *Зрелые почвы* считаются зональными («нормальными»), находящимися в равновесии с условиями среды. К старым, или *дряхлым*, почвам относят почвенные аккумуляции инертного материала — полуторных окислов и тяжелых минералов[1]. Можно предположить следующие пути развития, или «судьбу», почв в природе: 1) бесконечное развитие в качестве зональной почвы; в этом случае профиль почвы сокращается за счет эрозии, внедряясь одновременно в глубокие слои материнской породы; 2) превращение в дряхлую почву; 3) превращение в материнскую породу для новой почвы в результате катастрофических изменений климата или биоты; 4) погребение под наносами; 5) полное исчезновение в результате эрозии. В первом случае время теряет свое значение и почва никогда не может состариться. Во втором случае время перестает существовать для почвы, после того как она перешла в стадию дряхлости[2]. В третьем — последовательность почв отражает последовательность растительных ассоциаций. Следует обратить внимание на то, что некоторые почвы с течением времени становятся менее проницаемыми, например псевдоглеи Западной Европы или планосоли США. Следовательно, по старым понятиям, азональная почва может превратиться в зональную и в свою очередь перейти затем в интразональную.

Абсолютные датировки почвенных горизонтов и профилей. Датировку почвы можно производить по годичным кольцам произрастающих на ней деревьев и радиокарбоновым методом. Например, карбонатные дюны в Англии имеют возраст около 300 лет, определенный по годичным кольцам *Salix repens*, то есть таким было время, необходимое для выщелачивания карбонатов. Для формирования устойчивых количеств органического вещества (8%) потребовалось 240 лет (Salisbury, 1925). На выщелачивание глин голландских поль-

[1] Эта аналогия со схемой Дэвиса более чем спорна, надо отметить, что и сама схема Дэвиса сейчас глубоко трансформирована геоморфологами. Расставлять же в один хронологический ряд почвы, развивающиеся в разных хорокатенах, нам не кажется правильным. — *Прим. ред.*

[2] Это малопонятно, так как почва не может «умереть», превратиться в «труп», продолжая существовать на дневной поверхности и подвергаясь воздействию факторов почвообразования. — *Прим. ред.*

деров ушло примерно столько же времени, хотя первоначально они были менее карбонатны (Hissink, 1938). Чендлер (Chandler, 1937), изучавший лесные почвы на моренах Аляски, выяснил, что в тех условиях подстилка образуется за 15 лет, буроватый пылевато-суглинистый горизонт A1 — за 250 лет, а профиль сподосоля (подзола) мощностью 25 см — за 1000 лет. Развитие почвы от плотной породы до торфяника на Аляске протекало в течение 2000 лет (Crocker, Major, 1955). Почву на морене Вексель возрастом 72 000 лет в Западной Европе относят к бурой лесной, а почву на морене стадии Заале возрастом 112 000 лет — к псевдоглею (Штремме, 1960). Сподосоль, погребенный под торфом в Северной Ирландии (Proudfoot, 1958), был датирован археологами и палеоботаниками как образовавшийся за 1000 лет, в течение 3000—2000 лет до н. э.

Диксон и Крокер (Dickson, Crocker, 1954) по годичным кольцам *Pinus ponderosa* установили различный возраст пяти песчано-суглинистых туфобрекчиевых селей в Северной Калифорнии, в условиях переменно влажного климата с сухим летним сезоном (27, 60, 205, 566 и 1200 лет). Почвообразование на этих селях началось с момента поселения здесь растительности и азотофиксирующих бактерий. Были установлены коэффициенты скорости выветривания и накопления органического вещества. В течение 60—205 лет наблюдалась конкуренция между растениями, и с сокращением растительных популяций органическое вещество заметно аккумулировалось в почве. В течение 1200 лет почти не происходило образования вторичных глинистых минералов и не развивалась текстурная дифференциация профиля. Закономерностей в изменениях pH по профилю установить не удалось, возможно, они были связаны с характером органического вещества или глинистых минералов. Степень насыщенности основаниями с течением времени уменьшилась, однако спустя 205 лет начал развиваться биологический круговорот. Уменьшение объемного веса по профилю было вполне очевидным, однако оно было связано, вероятно, не с выветриванием минералов, а с «набуханием» почвы при накоплении органического вещества. Увеличению объемного веса способствовали корни и циклы разбухания — сжатия при изменениях влажности. Порозность материнской породы составляла 30%, а в горизонте A1 она увеличилась до 60%. Не известно, шло ли освобождение железа до 205 года; во всяком случае, аккумуляция азота, по-видимому, была активной. В возрасте 205 лет лесная подстилка весила 76,8 т/акр, а в возрасте 1200 лет — всего половину этой величины (38,4 т/акр, воздушно-сухой вес).

Возраст хронокатен почв на аллювиально-пролювиальных отложениях Калифорнии, на дельтовых отложениях Миссисипи в штатах Луизиана и Миссисипи неизвестен (Muckenhirn et al., 1949). Для определения возраста почв Робинсон (Robinson, 1950) использовал глубину выщелачивания карбонатов на лёссах в юго-западном Висконсине.

На Бермудских островах развиваются почвы терра-росса (родустальф) мощностью около 60 см (отдельные языки и карманы проникают в эоловые отложения и известняки на глубину до 120 см) с плотным, цементированным горизонтом (внешне напоминающим фарфор), залегающим ниже горизонта В и имеющим мощность всего 17 см. Возраст этих почв был определен в 200 000 лет, причем Сэйл считал их остаточными элювиальными почвами, в то время как Руе и другие (Ruhe, Cady, Gomez, 1961) считали их аккумулятивными, приуроченными к депрессиям [1].

Кроузер (Crowther, 1935) предложил следующую логарифмическую шкалу pT:

pT 1 = 10^1 лет (недавнее сельскохозяйственное освоение)
2 = 10^2 »
3 = 10^3 » (сельскохозяйственное освоение в Европе в древности)
4 = 10^4 »
5 = 10^5 »
6 = 10^6 »
7 = 10^7 »
8 = 10^8 » (меловой период)
9 = 10^9 » (докембрий)
10 = 10^{10} » (до солнечной системы).

В табл. 17 представлена геохронологическая шкала, составленная Хафом, Калпом, Джексоном (Hough, 1958; Kulp, 1961; Jackson, 1963). Табл. 18 приведена в упрощенном виде из работы Райта и Фрейя (Wright, Frey, 1965).

Радиокарбоновые датировки древесины, лежащей на древней энтисоле в штате Висконсин между моренными отложениями кэри и вальдерс, дали возраст 11 000 лет (Hole, 1967). Датировки некоторых современных почв (Broecker, Kulp, Tucek, 1956) приведены в табл. 19.

Боулом (Buol, 1965) было проведено определение возраста углерода карбонатов карбонатной коры в красной пустынной

[1] Авторы недостаточно ясно излагают материал по определению абсолютного возраста почв и процессов почвообразования. Приводятся примеры, основанные на весьма косвенных подходах и спорных соображениях, поэтому и получается такой большой «разброс» цифр. — *Прим. ред.*

ТАБЛИЦА 17

Геохронологическая шкала

Эра	Период	Эпоха	Начало интервала времени, млн лет		
			по Калпу (Kulp, 1961)	по Хафу (Hough, 1958)	по Хэммонду (Hammond, 1970)
Кайнозойская	Четвертичный	Современная	—	—	—
		Плейстоцен	1	1	0—2
	Третичный	Плиоцен	13	12	2
		Миоцен	25	28	11
		Олигоцен	36	40	25
		Эоцен	58	60	40
		Палеоцен	63	60	60
Мезозойская	Меловой		135	130	70
	Юрский		181	155	135
	Триасовый		(230)	185	180
Палеозойская	Пермский	Карбон	280	210	225
	Пенсильванский		—	235	
	Миссисипский				
	Девонский		405	320	
	Силурийский		(425)	360	
	Ордовичский		500	440	
	Кембрийский	Верхний	530	—	
		Нижний	600	520	600

почве — аргид. На глубине 100 см возраст углерода был равен 2300 лет, на 150 см — 9800 лет, а на 213 см — 32 000 лет. Из этого делается вывод о том, что верхние слои коры являются современным образованием, а нижние — сформировались в древней почве[1].

Скорость почвообразования. Вопрос о времени, необходимом для образования 2,5 см почвы, возникает довольно часто, особенно в связи с почвенной эрозией. Почвоведы, однако, обычно думают не о том, сколько времени нужно для образования слоя почвы в сантиметрах, а о времени, нужном для формирования горизонта, деятельного слоя, или профиля. Совершенно очевидно, что на плотных породах и на рыхлых

[1] Вопрос о правильной интерпретации радиокарбоновых датировок для гумуса современных почв крайне схож и еще мало разработан. В советской литературе этот вопрос освещен в ряде новейших публикаций И. П. Герасимова. — *Прим. ред.*

ТАБЛИЦА 18

Последовательность палеоклиматических событий в центральной части США (Ruhe, Scholtes, 1956; Wright, Frey, 1965)

Время (лет до настоящего момента)	Изменение климата или событие
75	Более теплый и сухой климат. Ежегодное количество осадков уменьшалось в Омахе, Мадисоне и Ла-Кроссе примерно в 1885 г. Сокращение горных ледников
250	Прохладный период. Наступление горных ледников
350	Теплый период. Отступание горных ледников
500	Прохладный влажный период
700	Великая засуха. Наступление прерии на лес
900	Теплый период. В Гренландии поселились первые люди
1 200	Прохладный влажный период. Повысился уровень вечной мерзлоты
3 000	Влажный период
4 500—6 500	Великая засуха. Наступление прерии на лес
6 500—8 500	Смена хвойных широколиственными лесами
8 500—9 500	Хвойные леса. Прохладный влажный климат Наступание леса Исчезновение мамонтов и гигантских ленивцев
9 500—11 000	Вальдеранское оледенение. Конец висконсинского оледенения
11 500—12 500	Два криканских межстадиала
12 500—22 000	Вудфордское оледенение (оледенение кэри было 14 000—16 000 лет назад)
22 000—28 000	Фармдальское таяние льдов
28 000—40 000	Оледенение рокки алтонской фазы
40 000—70 000	Еще одно алтонское оледенение. Начало висконсинского оледенения
70 000—120 000?	Сангамонское межледниковье (в это время уровень моря был сравнительно высоким)
110 000?	Иллинойсское оледенение
200 000?	Ярмутское межледниковье
260 000?	Канзасское оледенение
350 000?	Афтонское межледниковье
1 000 000?	Оледенение Небраска

ТАБЛИЦА 19

Радиоуглеродные датировки некоторых почвенных горизонтов (Broecker, Kulp, Tucek, 1956)

Штат	Почва	Горизонт, см	Возраст (по ^{14}C), лет
Южная Дакота	Чернозем	0—10	350 (±120)
Айова	Брунизем	A11 0—15	440 (±120)
	Гумусово-глеевая	A11 0—15	270 (±120)
	Креско-Каньон	A11 0—10	210 (±120)
		A12 0—20	менее 100
	Планосоль	A1 0—15	410 (±110)
Индиана	Гумусово-глеевая	A2 20—30	840 (±200)
	Датировка озерных отложений		
Висконсин (южная часть)	Озеро Мендота	0—68	5250 (±1600)
Висконсин (северная часть)	Озеро Траут	0—68	1800 (±1600)

ТАБЛИЦА 20

Оценка скорости почвообразования

Почвенный горизонт, или профиль	Время завершения почвообразования, годы	Мощность почвы, см	Скорость почвообразования годы/см	Автор
Азональные почвы (энтисоль) на вулканических пеплах	45	35	1,3	Mohr, van Baren, 1954
Затвердевание поверхности глинистой тропической почвы после сведения леса	35	15	2,3	Aubert, Maignien, 1949
A1 (мюлль) горизонт серо-бурой подзолистой почвы (гаплудальф) на выветрелом лёссе в Висконсине	40	7	5,7	Nielsen, Hole, 1964
A1 горизонт брунизема (гаплудолл) на выветрелом лёссе в Айове	400	33	12,0	Simonson, 1959; Arnold, Riecken, 1964
Двухметровая толща органической почвы (хистосоль) в болотах штата Висконсин	3 000	200	15,0	—

Продолжение

Почвенный горизонт, или профиль	Время завершения почвообразования, годы	Мощность почвы, см	Скорость почвообразования, годы/см	Автор
Подзол (сподосоль) на песчаных ледниковых отложениях с 10-см подстилкой и 10 см А2 горизонтом	1 200	57	21,0	Tamm, Östlund, 1960
Горизонт В серо-бурой подзолистой почвы (гаплудальф) на выветрелом лёссе в Айове	4 000	100	40,0	Arnold, Riecken, 1964
Выщелоченный лёсс в южной части штата Висконсин	8 000	100	80,0	Robinson, 1950
Горизонты А1—А2 серо-бурой подзолистой почвы (гаплудальф) на выветрелом лёссе в штате Айова	2 500	30	83,0	Parsons, Scholtes, Riecken, 1962
Красно-желтая подзолистая почва (ультисоль) в Австралии	29 000	300	97,0	Butler, 1958
Тропическая почва (оксисоль) мощностью 1 м в Африке	75 000	100	750,0	Aubert, 1960

отложениях скорость почвообразования существенно различается. В табл. 20 приводятся результаты оценки скорости почвообразования, однако они проблематичны. Радиокарбоновые датировки почв серий клэрион и вебстер на морене в центральной части штата Висконсин позволили рассчитать скорость формирования горизонта А, которая оказалась равной 7,3 см в столетие (Simonson, 1959).

На основании учета взвешенных частиц, переносимых реками, Кларк (Clarke, 1924) считает, что земная поверхность снижается на 30 см каждые 30 000 лет, то есть все почвы, и молодые, и зрелые, теряют различными путями большое количество вещества.

Факторами, определяющими скорость почвообразования, являются: интенсивность выветривания, проградация и инерция почвообразования. Интенсивность выветривания на единицу объема почвы больше в маломощной почве на мелкокристаллической изверженной породе, чем в почве того же возраста

на габбро, обладающей более мощным профилем. Проградацией называется процесс восстановления предшествующих почв, например сезонное засоление, в целом выщелачиваемой почвы. Солонцеватые почвы южного Иллинойса развивались долгое время как почвы с умеренным дренажем, прогрессивно выщелачиваемые, однако вследствие уменьшения проницаемости подстилающей морены в почвах накапливается натрий и почвообразование протекает в противоположном направлении (Wilding et al., 1963). Под инерцией почвообразования мы понимаем реакцию почвы на изменение окружающей среды. Почвами с наибольшей инерцией являются карбонатные глинистые и некоторые железистые почвы, например реликтовые оксисоли. Они представляют собой сильно выветрелые и обогащенные железом почвы, сформировавшиеся в более влажном климате.

Саймонсон (Simonson, 1941, 1954) сравнивает палеопланосоли прерий (альболл), сформировавшиеся, по-видимому, в ярмутское время, то есть около 150 000 лет назад, с почвами серии путнам, возраст которых достигает 17 000—30 000 лет. Содержание глины в горизонте В молодой почвы составляет 58%, древней — 63%, причем максимальное количество глины в первом случае находится на глубине 50 см, во втором — на 63 см от начала профиля. Саймонсон сравнивает также альфисоли (серо-бурые подзолистые почвы) Среднего Запада, погребенные в ярмутский период, с современными альфисолями того же района. Различия в содержании глины и положении иллювиального максимума соответственно таковы: 61% и 33 см — в древней почве и 50% и 68 см — в молодой. Из сравнения всех четырех профилей можно сделать вывод о различных путях формирования горизонта Bt: в альфисолях — снизу, в планосолях — сверху с постепенным опусканием иллювиального максимума. Были обнаружены также прекрасно сохранившиеся, хорошо дренируемые альфисоли, погребенные слоем лёсса мощностью 244 см, на восточном берегу Миссисипи в штате Миссисипи.

Руе, Дэниелс и Кэди (Ruhe, Daniels, Cady, 1967) приводят доказательства постепенного снижения уровня поверхности канзасской морены в южной части штата Айова в процессе образования педимента[1]. На каждом более низком педименте формируется более молодая почва. На морене залегает «мореноподобный» структурный материал, называемый «педиментными отложениями», который, по-видимому, медленно аккумулиро-

[1] Педиментом называются слабонаклонные эрозионно-аккумулятивные поверхности. — *Прим. ред.*

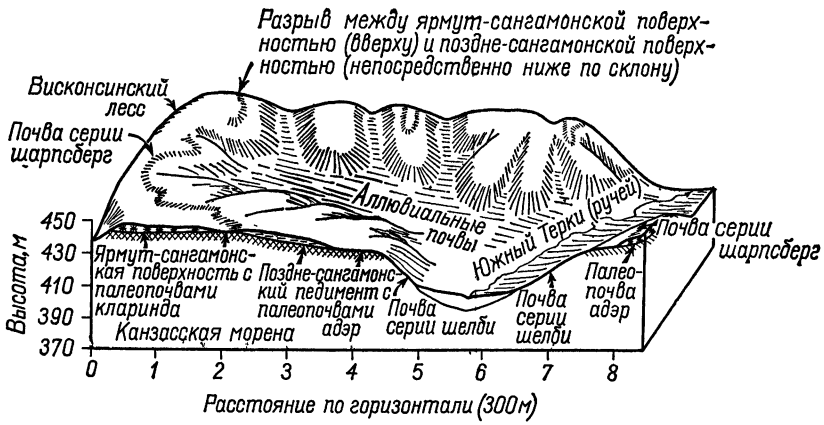


Рис. 24. Блок-диаграмма части территории ручья Терка, графство Адэр, штат Айова, иллюстрирующая положение почв на разных элементах рельефа. (Обобщено по картам и рисункам — Ruhe, Daniels, Cady, 1967.)

вался на поверхности педимента при его отступании. На самых высоких водоразделах в графстве Адэр, штат Айова (рис. 24), образовалась пылевато-глинистая почва шарпсбург на лёссах, имеющая возраст 15 000—27 000 лет, она залегает на погребенной пылевато-глинистой почве кларинда возрастом 220 000 (?) лет, определенной как кларинда песчанисто-суглинистая глина пелоалбил (гумусово-глеевый планосоль), местами выходящий на поверхность. На педименте, расположенном на 16 м ниже, описаны пылеватые суглинки адэр, приуроченные к маломощным (50 см) лёссам того же возраста (15 000—27 000 лет). Возраст погребенного палеоальфисоля (серо-бурая подзолистая почва) приблизительно оценивается в 70 000 лет. На еще более низком педименте находятся пылеватые суглинки шелби, подстилаемые 14 000-летней (или моложе) поверхностью канзасской морены. У подножия склона встречаются аллювиальные почвы — флювенты с наиболее молодыми слоями на поверхности.

В южной Канаде, между озерами Эннадай (60° с. ш.) и Дебонт (62° с. ш.), Брайсоном, Ирвингом и Ларсеном (Bryson, Irving and Larsen, 1965) описаны три последовательных почвенных профиля, два из которых являются подзолами, а нижний — тундровой почвой. Характеристика этих почв дана в табл. 21.

Уолкер (Walker, 1966), подсчитав скорость эрозионного смыва возоразделных почв на морене в районе болота Коло

ТАБЛИЦА 21

Характеристика почвенных хронокатен в Южной Канаде (Bryson, Irving, Larsen, 1965)

Датировка	Событие	Доказательство
5500 лет	Спуск обширных озер, подпруженных ледником, выход на поверхность ледниковых отложений	Стратиграфия соседних районов
3500 лет (1500 до н. э.)	Лесной пожар в лесах, простиравшихся до 63° с. ш., под которыми сформировались подзолы. «Культура бизона» Великих равнин, проникает далеко на север. Лес не восстанавливается севернее 62° с. ш., где после пожара господствует тундра и «арктическая культура»	Погребенный профиль сподосоль (подзола) под современным подзолом (см. ниже) с угольками, датируемыми 1604 годом до н. э. около озера Эннадай и 1450 годом до н. э. севернее озера Дебонт
1000 лет (900 лет н. э.)	Лесной пожар в лесах, доходивших до 62° с. ш. Позднее «карибу-эскимосская культура»	Угольки в лесной почве у озера Эннадай, датируемые 1080 ± 100 лет. Угольки в верхнем подзоле профиля с погребенной почвой возрастом 860 лет. У северной оконечности озера подзол, погребенный под песками с современной тундровой почвой
Настоящее время	Современная граница лес — тундра или подзол — тундровая почва имеет ширину 20 км и подходит к южной оконечности озера Эннадай на широте около 60°, что является постоянным местоположением климатического фронта	Текущие наблюдения

в центральной Айове, пришел к заключению, что за последние 13 000 лет сносилось не менее 2,5 т/га в год. Эта величина не согласуется с данными о геологической эрозии лёссовых почв в юго-западном штате Айова в доагрикультурный период — 8 т/акр в год. После заселения этой территории скорость смыва оценена в 7,5—25 т/га в год (Ruhe, Daniels, 1965).

Торп (Thorp, 1965) считает, что некоторые ультисоли (красные и желтые подзолистые почвы) Юго-Востока США сформи-

ровались раньше иллинойсского оледенения (около 110 000 лет назад). Часть из них погребена лёссами, что видно на восточном обрыве долины Миссисипи. Массивы афтонских почв (см. табл. 18) встречаются в канзасской морене, ярмутских почв — в иллинойсской морене, а массивы сангамонских почв — в висконсинской морене. На водоразделах около Линкольна, штат Небраска, обнаружены обезглавленные ярмутские почвы на канзасской морене, перекрытые сангамонскими почвами и современными почвами шарпсбург на лёссах. На выходах морены в склонах долины также развиваются молодые почвы. На высоких равнинах Техаса ярмутские отложения снесла ветровая эрозия, обнажив карбонатные коры, залегающие обычно в глубоких горизонтах ярмутских палеопочв и кое-где покрытые дюнами. В Австралии около Мельбурна на высокой террасе реки Мэрибирнон описаны красно-бурые почвы возрастом 70 000 лет, а на низкой террасе — черноземы, датируемые археологическими находками в 8000 лет. В юго-восточной части штата Джорджия сохранилась почва тифтон — предшествующая ультисолям (красно-желтым подзолистым) под раннеплейстоценовыми отложениями, однако в отличие от обычных почв тифтон в ней нет конкреций в горизонтах А и В. Погребенную почву можно считать плиоценовой, то есть возраст ее равен примерно 1 000 000 лет.

Скорость развития горизонта почвы определяется количеством дней в году, во время которых возможно почвообразование, по известной аналогии с вегетационным периодом у растений. Нижние горизонты почвы в районах вечной мерзлоты могут быть инертными в течение столетий или тысячелетий. При выходе на поверхность в результате эрозии и в связи с подверженностью циклам замерзания — оттаивания в ранее мерзлых слоях может возобновиться почвообразование, в том числе под влиянием таких растений, как люпин, семена которого могут находиться в мерзлом горизонте в течение 10 000 лет.

Фактор времени в экспериментальных исследованиях. Лабораторными опытами можно выяснить многие аспекты таких процессов, как элювиирование, образование кутанов, выветривание первичных минералов и преобразование их в глинистые и трансформация одних глинистых минералов в другие. Из таких экспериментов можно сделать неверный вывод о том, что изучаемые процессы в природе протекают быстро, на самом же деле почти неизвестно, как быстро это происходит. На основании полевых экспериментов со свежими исходными породами и различными биоценозами на них получены данные, позволяющие судить о скорости образования и

деградации горизонта A1, развитии плитчатой, зернистой или ореховатой структуры.

Молодые почвы с темным горизонтом A1 мощностью 15 см развились за 50 лет на отвалах шахт в штате Северная Дакота (Simonson, 1959). На заброшенном известняковом карьере в СССР за 100 лет сформировалась дерново-карбонатная почва (Смирнов, 1960).

Концепция зрелой почвы и фактор времени. Марбут (Marbut, 1928) считал зрелой почву на слегка наклонной поверхности, подвергающейся благодаря этому воздействию эрозии. Для него альболл (планосоль) на плоском водоразделе представлял собой интразональную почву, непременно эволюционирующую в зональную в результате расчленения территории и улучшения дренажа.

Другие исследователи считали планосоль наиболее зрелой почвой. Никифоров (Nikiforoff, 1942, 1949) описывал зрелую почву как «устойчивую фазу ее материнской породы, соответствующей условиям среды... Время как фактор почвообразования не играет роли после достижения почвой стадии зрелости».

Палмквист (Palmquist, 1964), изучивший материалы почвенной съемки и другие источники (Leopold, Wolman, Miller, 1964; Ruhe, 1960), пришел к выводу о том, что около 20 000 лет назад в некоторых районах штата Айова установилось равновесие между характером дренажа, мощностью почвы, мощностью горизонта B и содержанием в нем глины. В отношении Австралии Батлер (Butler, 1958) придерживается иного мнения. Он занимался изучением разновозрастных аллювиальных почв, для которых стадия зрелости не может быть устойчивой, а постоянно меняется. Он ввел определение «почвенный цикл», являющийся следствием: 1) выхода на поверхность новой части исходного материала; 2) развития почвы в катене; 3) погребения катены или ее сноса эрозией. Почвенный цикл Батлер назвал «*k*-циклом», начинающимся с фазы «*ku*» — фазы неустойчивости, когда еще происходит эрозия и аккумуляция, и завершающимся «*ks*-фазой», когда почвообразование протекает и на обнажившейся поверхности исходной породы, и на связанных с ней отложениях. В штате Новый Южный Уэльс «*ku*-фазы» приходятся на сухие сезоны с их ливневыми дождями и сильной эрозией. «*Ks*-фаза» совпадает с влажным сезоном. Погребенные почвы некоторых бассейнов обнаруживают три цикла «*k*»: «k_3» — с красными и желтыми подзолистыми почвами — 29 000 лет; «k_2» — с серо-бурыми почвами — 3740 лет и «k_1» —

с малоразвитыми «луговыми» почвами не старше 390 лет. Локально цикл «k_0» (1 — 120 лет) замещает цикл «k_1».

Согласование взглядов школ Дэвиса, Пенка и Хека, рассматривающих развитие склонов. Дэвис (Davis, 1899) предполагал, что участки суши, испытавшие быстрое поднятие, затем деградируют в равнину. По его представлениям, деградация происходила преимущественно путем русловой эрозии, выработавшей крутосклонные долины. Поскольку уровень базиса эрозии замедлял этот процесс, масса пролювиального материала росла вверх и скрывала в конце концов обрывы молодых склонов долины. Выветривание и почвообразование приводило к образованию мощных почв, сползавших по склону и сносимых плоскостным смывом. Уступы склонов, как и уступы долин, являются продуктом равновесия между процессами эрозии и выветривания. Дэвис не объяснил, однако, как отступали молодые обрывы или как почвы развивались на водоразделах между молодыми долинами. Его построения имели в виду замкнутую систему, энергия которой была унаследована от диастрофизма. Некоторые его идеи были впоследствии разработаны Пенком[1].

Пенк (Penck, 1924) и другие исследователи близкого ему направления (King, 1962; Ruhe, 1960) подчеркивали параллельность отступания склонов процессам развития ландшафта. Кинг считал, что в любых климатических условиях существует 4 элемента склонов: 1) вершина (исчезающий склон), где образуется почва и откуда сползает материал; 2) обрыв (зона движения назад за счет размыва ручьями и оползания); 3) осыпь (зона выветривания обломков, поступающих с обрыва) и 4) подножие (зона перемещения почвенного материала путем линейной и плоскостной эрозии). В районах с сильно расчлененным рельефом, где обрывы сформировались тектоническим путем или благодаря быстрому врезанию рек в пласты разной устойчивости, имеет место параллельное отступание склонов. Это явление особенно хорошо заметно в аридных районах. В районах с рыхлыми отложениями и низким рельефом присутствуют только вершины педиментов, Руе добавил к этой схеме пятый элемент (s) — аллювиальные поверхности у подножий склонов. Он связывал присутствие во многих почвах каменистых слоев (stone lines) (Ruhe, 1956b, 1959, 1960; Daniels, 1958) с отложениями педиментов. Почвы вершин без

[1] Геоморфологическая концепция циклов Дэвиса изложена авторами слишком упрощенно. — *Прим. ред.*

привноса извне развиваются в относительно замкнутой системе, почти без эрозии. Почвы обрывов и осыпей находятся в состоянии равновесия между выветриванием и эрозией в первом случае и выветриванием, аккумуляцией и сносом — во втором.

Хэк (Hack, 1960) рассматривал формы земной поверхности и процессы, их формирующие, в равновесном состоянии и потому не зависящими от времени. Поэтому различия в территории определялись в его представлении геологией, а не эволюцией. Денудация кварцитов требует больше времени, чем денудация слюдистых сланцев, и в результате на кварцитах наблюдаются более длинные и крутые склоны. Большая часть почв рассматривалась Хэком вне времени, причем скорость преобразования материнской породы в почву считалась равной скорости эрозии холмов — вершин и склонов. После короткого (20 000 лет?) периода нарушения равновесия восстановилось устойчивое соотношение между скоростью почвообразования и снижением рельефа.

Штралер (Strahler, 1950), Шейдеггер (Scheidegger, 1960, 1961) и другие предполагают, что параллельное отступание склонов возможно только в случаях, если: 1) реки подходят близко к подножиям и быстро уносят обломочный материал, как это бывает на стадиях юности, и 2) слои устойчивых плотных пород перекрывают более податливые к выветриванию породы. В аридных районах эрозия активна, и потому здесь широко развиты обрывы и педименты. Фрай (Frye, 1959) отмечал, что в юго-восточной части штата Огайо склоны выпукловогнутые, в южной части центрального Канзаса хорошо развиты обрывы и слабо развиты педименты, а в западной части Техаса преобладают вершины и педименты. Рассмотренные закономерности лучше всего прослеживаются при переходе от гумидных районов к аридным и в районах с меньшей густотой речной сети и слабым развитием растительности. Дэвис, Пенк и Хэк рассматривали различные аспекты геоморфологии и почвообразования.

Новая, очень удачная серия ландшафтных терминов была предложена Руе (Ruhe, 1969*a*) для склонов: вершина, плечо, подножие. Руе считает, что «склоны, как место развития почв, преобладают на земной поверхности». Руе и его последователи ясно показали, что для многих ландшафтов чрезвычайно характерны серии уровней, напоминающих лестницу. Эти идеи возникли на основании исследований, проведенных в различных районах: влажных тропиках Конго (Ruhe, 1956*a*), умеренно теплых субгумидных (Ruhe, Daniels, Cady, 1967), аридных (Gile, Hawley, 1966; Ruhe, 1969b); умеренно теплых гумидных

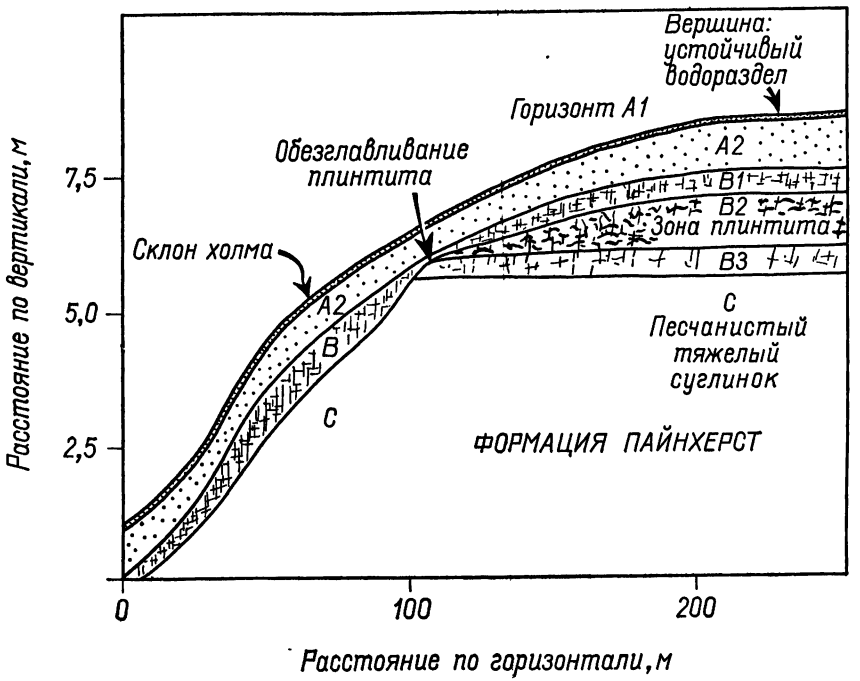


Рис. 25. Сравнение развития почв на «древнем» устойчивом водоразделе и «молодом» склоне холма на одинаковой материнской породе; приморская равнина, штат Северная Каролина (Gamble, Daniels, McCracken, 1968).

(Cady, Daniels, 1968; Daniels, Gamble, Nettleton, 1966; Daniels et al., 1966). Нулевое время почвообразования и соответственно возраст почв различается на разных ступеньках лестницы, отсюда и различия в свойствах почв, сформировавшихся на одинаковых породах. Почвы на поверхности простого, одноступенчатого склона также оказываются разного возраста, если придерживаться принципа восходящего развития, сформулированного Руе следующим образом: «Склон холма моложе более высокой поверхности, к которой он поднимается». С точки зрения противоположного принципа («Склон холма имеет тот же возраст, что и долина, к которой он спускается») почвы на склоне одновозрастны с почвами долины. В исследованиях Руе в Нью-Мексико радиокарбоновые датировки позволили достаточно точно определить нулевое время почвообразования на ступенчатой поверхности.

Исследование почв приморской равнины в штате Северная Каролина (Craig, 1963; Daniels, 1966) на одинаковых породах, но на различных по возрасту элементах рельефа позволили выявить различия в почвах, связанные только с возрастом. Одна почва развивалась на устойчивом водоразделе, на аккумулятивной поверхности, датируемой поздним плиоценом или ранним плейстоценом, вторая — на склоне на поверхности не старше позднего плейстоцена. Таким образом, различия в возрасте этих почв никак не меньше миллиона лет. Мощность профиля древней почвы достигает 3 м, в нижней части горизонта В обнаруживается плинтит, горизонт А2 отличается большой мощностью. Ассоциация глинистых минералов такова: смешанослоистый А1 — вермикулит (2:1—2:2) каолинит и гиббсит. Молодая почва обладает менее мощным профилем — 1 м, в ней нет плинтита, горизонт А2 имеет малую мощность, среди глинистых минералов не обнаружено ни гиббсита, ни достаточных количеств иллита. Различия в почвах иллюстрируются также рис. 25.

Мы не должны недооценивать важности понимания эволюции ландшафта и его сильного влияния на фактор времени в образовании почв. Хотя с первого взгляда какой-то ландшафт может показаться простым и однородным, всегда есть вероятность, что он пережил сложную геоморфологическую историю и что различия в его почвах обязаны нулевому времени почвообразования, которое в свою очередь зависит от формы рельефа, на которой развивается почва[1].

[1] Авторы излагают здесь очень интересные и важные вопросы эволюции почв (точнее, почвенного покрова) в тесной связи с геоморфологическими закономерностями развития склонов и педиментов. Однако изложение это недостаточно ясное и не завершается определенными выводами. — *Прим. ред.*

ГЛАВА 13

ПРИНЦИПЫ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПОЧВЕННЫХ КЛАССИФИКАЦИЙ

Вероятно, у человека существует естественное стремление и даже потребность классифицировать окружающие его предметы. Почвы не являются в этом смысле исключением, тем более что они всеми так или иначе исследуются или используются — обеспечивают сельскохозяйственное производство и дают возможность строить дома и дороги. Ранние системы почвенных классификаций были направлены на удовлетворение практических потребностей. По мере развития сельского хозяйства и накопления знаний о почвах как комплексе самобытных природных образований почвенные классификации становятся более научными и стройными. Классификации в каждой отрасли знания стремятся, с одной стороны, отразить «искусство классифицировать», с другой — современные взгляды в этой области. Кубиена (Kubiena, 1948) писал: «Покажите мне вашу систему классификации, и я скажу вам, как далеко вы ушли в разработке исследуемой проблемы». Как говорят, известный физик Ампер считал, что идеальная научная классификация возможна только в том случае, если исследователь знает все о своем объекте (Kubiëna, 1948).

Цели классификации. Прежде чем детально обсуждать принципы почвенных классификаций и их эволюцию, остановимся на причинах, побуждающих человека заниматься классификацией, и пользе, получаемой от нее. Мы воспользуемся логическими основами и принципами процесса классификации, которые обсуждались в работе Милла (Mill, 1925).

Целями классифицирования объектов являются:

1) организация суммы знаний, способствующая экономии мышления;

2) выявление и понимание взаимосвязей между классифицируемыми объектами;

3) запоминание свойств классифицируемых объектов;

4) выявление новых взаимосвязей у классифицируемых объектов;

5) объединение изучаемых объектов в группы или другие категории (классы) в практических целях, заключающихся в:

а) предсказании их реакции на изменение условий;

б) выявлении наилучших способов использования;

в) выборе объектов исследований и возможностей экстраполяции полученных результатов исследований и наблюдений.

Самые общие и простые классификации построены так, что они выполняют все или почти все пять перечисленных функций. Классификации для узких практических целей мы называем *техническими группировками* (Cline, 1949). Однако при научных исследованиях и во многих других случаях мы стремимся иметь такую классификацию, в которой каждая группа объектов имела бы как можно больше уникальных специфических природных признаков, не повторяющихся в других группах, что отражалось бы в их названии (а свойства соответствовали бы названию) и четко отделяло бы их от других групп. Такую систему можно было бы назвать научной или естественной классификацией. Другими словами, цель естественной классификации — в наибольшей (возможной) степени выявить объективные взаимосвязи между классифицируемыми объектами (Cline, 1949). В естественной классификации учитываются все свойства объектов, а те из них, которые чаще всего совпадают или которых больше всего, выбираются для разграничения классов (Mill, 1925). В нашей современной классификации мы стремились приблизиться к идеальной естественной системе[1], хотя иногда выносили на первый план наиболее важные в сельскохозяйственном отношении свойства почв.

Определения. В классификационной таксономии используется ряд терминов, имеющих здесь свое определенное узкое значение.

Класс — группа индивидуумов или других классов, сходных в определенных избранных свойствах и отличающихся от других классифицируемых объектов различиями в этих свойствах.

Таксон — класс на любом таксономическом уровне генерализации.

Категория — серия или набор таксонов, возникших в результате дифференциации серии классифицируемых объектов на данном уровне абстрагирования или генерализации; она состоит из всех классов на одном уровне генерализации (в повсе-

[1] Современную американскую классификацию почв никак нельзя признать естественной системой. Начиная с названий почв и кончая их группировкой, эта система выделяется своей формальностью и искусственностью. — *Прим. ред.*

дневном употреблении слова «класс» и «категория» имеют одинаковый смысл, но в классификации они используются различно, имея особые значения: категория включает в себя группу классов).

Критерий отбора — свойство, выбранное в качестве основы группировки объектов (или классов на более низком уровне генерализации) в группы. Индивидуумы, одинаковые по этому признаку, объединяются в одну группу (Cline, 1949).

Множественная система категорий — иерархическая система категорий, предназначенная для классификации сложных и комплексных природных объектов. Если какой-либо набор объектов оказывается настолько сложным, что не поддается классификации с помощью одного процесса разделения на группы (то есть используя один критерий отбора, разделяющий на классы в пределах одной категории), то полученные классы дальше подразделяются на основании одного или нескольких критериев отбора на подклассы, на новые категории на более низком уровне генерализации или абстрагирования (Cline, 1949). Для такого сложного и изменчивого объекта, как почвы, необходимо установить несколько классификационных категорий, что и называется множественной системой категорий в классификации. Наиболее высокие категории представлены всего несколькими классами, определенными очень общими терминами на основе малого количества критериев отбора. Мы считаем высшие категории высшим уровнем генерализации. В категориях низшего уровня, например почвенных сериях, выделяется масса мелких классов, определенных специфическими терминами на основе многих критериев отбора. Такие категории мы оцениваем как низкий уровень генерализации.

Принципы. Рассмотрим принципы, положенные в основу классификации почв. В целом они являются общими с принципами любой природной классификации или приближаются к ней, хотя и имеется несколько чисто почвенных принципов. (Мы пользовались здесь главным образом работой Клайна — Cline, 1949.) Он в свою очередь использовал мысли, высказанные Никифоровым.

Принцип генетической линии. Теории генезиса почв являются основой определения важности того или иного свойства почвы при использовании его в качестве критерия отбора. Этот принцип аналогичен эволюционному принципу в систематике животного и растительного миров.

Принцип накопления критериев отбора. Во множественной системе классификации критерии отбора накапливаются при

переходе от высших уровней генерализации к низшим. В результате классы низших уровней оказываются определенными не только с помощью критериев отбора собственного уровня, но и предыдущих, более высоких уровней. Поэтому в определении классов участвует много критериев отбора, которые и обеспечивают их достаточно четкое и полное определение.

Принцип полноты таксономических категорий. Все индивидуумы должны быть классифицируемы на уровне каждой категории в соответствии с избранными для каждого уровня критериями отбора. В некоторых прежних классификациях этот принцип грубо нарушался путем выведения некоторых почв из одного или более уровней. Можно сформулировать тот же принцип иначе: любой критерий отбора должен классифицировать все объекты рассматриваемой общности.

Предел принципов независимости. Свойство, используемое в качестве критерия отбора в определенной категории, не должно определять подразделение сходных индивидуумов на более низком уровне. Каждый критерий ограничивается в своем использовании предельной категорией, выше которой он не должен употребляться, чтобы не вносить беспорядок и нарушения в категории низших уровней.

Последовательность классификаций. С ростом объема знаний, на которых основываются классификации, сами классификации изменяются, и в этом смысле развитие классификаций является обычным в науке процессом.

Мы всегда должны помнить, что классификационные системы созданы человеком, чтобы сохранять идеи об объектах и их свойствах наиболее удобным способом (Cline, 1963). Классификации можно рассматривать как итог суммы знаний и родившихся из нее концепций, основанных на прошлом опыте (сборе и изучении материалов полевых и лабораторных исследований) и современных «симпатиях» исследователя (Cline, 1961). Данные, в которые мы верим, как в «факты», являются таковыми лишь относительно, в связи с методами их получения (Bridgman, 1927). Примером может послужить «факт», определяющий роль обменного водорода в почвенной кислотности в кислых минеральных почвах (Coleman, Weed, McCracken, 1959; Jenny, 1961). Сравнение принципов двух американских классификаций — 1938 г. и 1960 г. (см. ниже) — является более ярким примером объяснения этой концепции. В области почвоведения мы нередко встречаемся с тем, что открытие какого-либо явления вызывает обстоятельную переоценку ранее существовавших теорий и объяснений, что может привести к сущест-

венным изменениям в классификациях, основанных на прежнем понимании данного явления (Bridgman, 1927; Cline, 1961). Поэтому нам кажется единственно правильной позицией считать современные знания и классификации непостоянными, часто изменяющимися, что особенно характерно для такой сравнительно молодой и быстро развивающейся науки, как почвоведение. Мы должны не только делать дополнительные изменения в почвенных классификациях, но и способствовать этому [1].

Избежание Rigor mortis в классификации. Прежде чем перейти к обсуждению классификаций, напомним еще об одном аспекте проблемы. Классификационная система легко может стать необъективной, и ее создатели в таком случае немедленно превращаются в пленников собственной таксономии (Cline, 1961). Особенно легко это может случиться с теми классификациями, в которых проблематичные шаткие гипотезы превращались в устойчивые непоколебимые догмы, задерживавшие проникновение новых идей и принципов или, что еще хуже, ориентировавших исследования на сбор только определенных фактов. Поэтому классификационная система, особенно в такой науке, как почвоведение, основывающееся на изучение почв в природе, должна иметь саморазрушающий механизм — способ переоценки ценностей в теории, определяющих «генетическую линию» в таксономии. Мы должны также избегать в качестве критериев отбора теорий и гипотез о генезисе почв, хотя мы и можем пользоваться ими с известной осторожностью в выборе второстепенных свойств почв как критериев на более низких уровнях [2].

История развития почвенных классификаций. Развитие почвенных классификаций можно разделить на пять больших периодов: 1) ранний технический период, 2) период создания поч-

---

[1] Положение и верное, и трудно осуществимое. Если целиком следовать этому утверждению, то придется отказаться от всего того ценного капитала в виде генетических основ классификации, который был накоплен наукой до нас и многократно подтверждался фактами. Конечно, необходимо такой капитал непрерывно наращивать путем проверки выдвигаемых новых разработок. — *Прим. ред.*

[2] Высказывание неясное и противоречивое. Следует подчеркнуть, что отбор теорий и гипотез о генезисе почв необходим, так как каждая классификация должна всемерно базироваться на накопленном научном опыте и совершенствовать его. Отход от этого правила приводит к построению искусственных и формальных схем — *Прим. ред.*

воведения группой русских почвоведов-генетиков, 3) ранний американский период, 4) средний период общего развития классификаций почв и почвенной съемки во всем мире, а особенно в США, который мы называем периодом Марбута, 5) современный период количественного почвоведения[1].

Ранний технический период. Ранний технический период в классификации почв зародился и особенно пышно расцвел в середине и конце XIX столетия в Западной Европе. Например, Теером (Thaer, 1853) была опубликована классификация, учитывающая механический состав почв на самом высоком уровне, а сельскохозяйственное использование и продуктивность почв — на низшем. Им выделены шесть видов почв: глина, суглинок, легкий суглинок, супесь, песок и гумус. В качестве примера дальнейшего подразделения приведем разделение глинистых почв на четыре группы: черные тяжелые пшеничные почвы, плотные пшеничные почвы, рыхлые пшеничные почвы, маломощные пшеничные почвы. Фаллу (Fallou, 1862) предложил почвенную классификацию, основывающуюся главным образом на геологическом происхождении и литологии образований, ныне называемых материнскими породами.

Класс I — Остаточные почвы:	Класс II — Аллювиальные почвы:
на известковых породах	гравелистые
на полевошпатовых породах	мергелистые
на глинистых породах	суглинистые
на кварцевых породах	торфяные

Рихтгофен (Richthofen, 1886) разработал почвенную классификацию на ясно выраженной геологической основе с номенклатурой, близкой к системе Фаллу.

А. Остаточные типы почв:

1) разрушенная порода,
2) сильно выветрелая порода,
3) элювиальные почвы плато,
4) колювиальные суглинки,
5) латериты,
6) органические почвы: гумус, грубый гумус, торф,
7) нерастворимые остатки.

---

[1] Попытка установления периодизации в развитии науки и ее классификационной проблемы всегда в той или иной мере субъективна. Предлагаемая периодизация не избежала этого, и, кроме того, пятый период сформулирован как претендующий на оценку науки в целом. — *Прим. ред.*

Б. Аккумулятивные типы почв:

8) грубообломочные отложения континентальных вод,
9) тонкозернистые отложения континентальных вод,
10) химические отложения в пресных водах,
11) морские почвы,
12) ледниковые отложения,
13) вулканические пеплы,
14) эоловые аккумуляции.

Из этих примеров видно, что рассмотренные системы классификации были техническими системами, созданными для специальной цели[1]. В качестве главных критериев в них использовались факторы почвообразования, а не свойства почв[2]. Мы привели обе классификации в основном для сравнения с более поздними системами и в качестве исторической справки. Но нам хотелось также показать, что они представляли собой первые робкие взгляды на новый мир — науку о почве и ее раздел — генетическое почвоведение.

Период создания почвоведения. В течение последней части раннего технического периода на равнинах России проводились почвенные исследования, которые оказали колоссальные влияние на почвоведение и стали его основой. Здесь на тысячи километров тянутся сравнительно однородные материнские породы. С севера на юг возрастает термический градиент, а с востока на запад увеличивается количество атмосферных осадков. В связи с этим наблюдаются существенные различия в размещении растительных группировок, особенно заметные в пограничной области между лесом и степью. Названные биоклиматические факторы сильно повлияли на однородную материнскую породу, определив существенные различия в почвах, которые и были отмечены основателем современного почвоведения Докучаевым. Докучаев первым понял большое значение подобных различий и создал концепцию почвы как самостоятельного природного тела.

В. В. Докучаев (1846—1903 гг.) родился в семье из средних классов в Смоленске, где он закончил духовную семинарию[3]. Окончив Петербургский университет, он получил геологическое образование. Свои первые полевые исследования Докучаев проводил в Смоленской области, на основании чего им была

---

[1] В СССР этот период рассматривается как агрогеологический. — *Прим. ред.*

[2] В этих классификациях рассматриваются не почвы, а поверхностные геологические образования. — *Прим ред*

[3] В. В. Докучаев родился в семье сельского священнослужителя в селе Милюково Смоленской области. — *Прим. ред.*

написана первая работа — «О происхождении речных долин». Примерно в это время он встретился с крупным русским естествоиспытателем и статистиком Чаславским, который составил первую почвенную карту России, используя народные оценки почв — «бедные» и «богатые». Докучаев особенно заинтересовался черноземами — «богатейшими» русскими почвами. Вольное экономическое общество в Санкт-Петербурге субсидировало исследование этих почв. В 1883 г. Докучаев опубликовал свою классическую монографию «Русский чернозем». Это была первая печатная работа о почвах как о самостоятельном природном теле, созданном под влиянием группы факторов-почвообразователей, разделивших материнскую породу на разные генетические горизонты. За этой фундаментальной работой последовала серия публикаций о генезисе и классификации почв, в том числе первая работа о классификации почв, основанная на факторах почвообразования и свойствах самих почв (Докучаев, 1886). Докучаев интересовался и заботился не только о технических или научных аспектах классификации почв, но и о ее практическом применении. Например, он интерпретировал свою классификацию почв района Нижнего Новгорода (теперь город Горький) в единицах оценочных понятий (Докучаев, 1886). Он был серьезно обеспокоен также сильными засухами в южной части степей России и организовал экспериментальные участки на различных почвах. На основании проведенных наблюдений он рекомендовал создавать лесные полосы и проводить ряд других противоэрозионных и водоохранных мероприятий. Некоторые современные почвоведы совершенно ошибочно представляют себе Докучаева и описывают его как почвоведа-теоретика, приписывающего почвообразование только действию климата и строящего на нем свою классификацию, и как «почвоведа климатического направления». По-видимому, эта ошибка возникла частично благодаря высказыванию К. Д. Глинки в его книге, переведенной на многие языки (Глинка, 1931), где он, перечисляя пять важнейших типов почв, выделенных Докучаевым, называл климат [1] единственным или

[1] Ни В. В. Докучаев, ни К. Д. Глинка никогда не называли климат единственным или основным почвообразователем. Всегда речь шла о комплексе почвообразователей, а почва рассматривалась как функция этого комплекса. В составе такого комплекса первым часто называется климат. Кроме того, при рассмотрении самых общих закономерностей географического распространения почв (например, зональности) подчеркивалось особое значение соответствующих климатических изменений. Все это, вместе взятое, а также ограниченные размеры территорий (на которых изучались почвы западноевропейскими почвоведами), с их более или менее однородным климатом, создало ложное представление о приоритете климата как фактора почвообразования во взглядах русских почвоведов. — *Прим. ред.*

основным почвообразователем. Кроме того, во многих работах самого Докучаева подчеркивается роль климата. Однако мы считаем необходимым обратить особое внимание на предложение, переведенное из классической работы Докучаева «Русский чернозем»: «Почвы должны классифицироваться и изучаться в соответствии со своим профилем». Мы уже отмечали интерес и деятельность Докучаева в области интерпретации почв и постановке опытов в целях решения практических задач по охране почв и вод.

Говорят, что Докучаев был очень приятным и общительным человеком. Его сочинения и личное обаяние привлекали к нему много способных студентов. Среди них были люди, в своем научном творчестве тесно связанные с проблемами классификации почв, — Н. М. Сибирцев и К. Д. Глинка. Их вклад в создание почвоведения также чрезвычайно велик.

Сибирцев был наиболее талантливым и блестящим учеником Докучаева, но он умер очень рано — в 39 лет, от туберкулеза. Однако он успел закончить свою классическую работу «Введение в почвоведение» [1], — первую работу о почвах и почвенной классификации. Им развивалась концепция почвенных зон (Сибирцев, 1901), в которой заложена глубокая идея о соответствии некоторых типов почв определенным биоклиматическим или экологическим условиям. Эта концепция до сих пор служит основой многих почвенных классификаций.

Больше всего работ среди докучаевских учеников написал К. Д. Глинка (1867—1929 гг.), сыгравший важную роль в развитии почвоведения. Большое число его работ было переведено в Западной Европе и Америке. К ним относятся: «Типы почвообразования, их классификация и географическое распространение» (1914), «Большие почвенные группы мира» (1927) и классический «Курс почвоведения» (1931). Его первые книги дали на Западе представление о новых русских почвенных идеях, о почвенной классификации и названиях главных типов почв, таких, как чернозем, подзол и солонец. Глинка уделял особое внимание географии почв, почвообразованию и процессам выветривания. Он был блестящим лектором и организатором и сделал очень много для почвоведения в России.

Другие выдающиеся русские ученые также были хорошо известны на Западе и проделали большую работу в конце рассматриваемого периода. Однако мы рассмотрим работы только пионеров в нашей науке в тот период.

---

[1] Работы под таким названием у Н. М. Сибирцева нет. Им опубликовано в 1899 г «Почвоведение». Лекции читались студентам Института сельского хозяйства и лесоводства в Ново-Александрии. Варшава, 1899. В этих лекциях и изложена разработанная им классификация почв. — *Прим. ред.*

Ранний американский период. Обратимся теперь к раннему американскому периоду, то есть к 1899—1922 гг. В то время больше увлекались техническими, или простыми, однофакторными, почвенными классификациями в руководствах для почвенной съемки с геологическим уклоном в терминологии и номенклатуре, хотя и были отдельные исключения. Еще раньше, в 1832 г., Раффин (Ruffin, 1932) отмечал необходимость программы почвенной классификации для США. Гильгард (Hilgard, 1833—1906) был одним из инициаторов почвенной классификации и съемки в США. Он был геологом в штате Миссисипи и написал первую классическую работу о почвах. Впоследствии он организовал почвенные исследования в Калифорнии и изучал развитые здесь солонцеватые и засоленные почвы. По-видимому, он был первым ученым в Америке, который рассматривал почву как самостоятельное природное тело и подчеркивал зависимость между свойствами почвы, с одной стороны, и растительностью и климатом, как определяющими их факторами, — с другой. Существовало предположение, что Докучаев был «последователем Гильгарда». Но хотя докучаевская работа и появилась несколько позже, у нас нет никаких сведений о том, что оба ученых имели какие-либо контакты или были знакомы с работами друг друга. Идеи Гильгарда о почвах и их генезисе не нашли никакого отражения в практике почвенной съемки в Америке, и им пришлось подождать 50 лет [1].

Мильтон Уитни (Whitney, 1909) создал первую американскую систему классификации, которая была положена в основу почвенного картирования. Она была опубликована в 1909 г., в то время как съемочные работы начались в 1899 г. Классификация была очень детальной, учитывавшей особенности отдельных геоморфологических районов и провинций, а также механический состав почв. Уитни и его сотрудники выделили в качестве высшего таксономического уровня почвенную провинцию, состоящую из различных почв одного геоморфологического района, например прибрежной равнины и пьедмонта. Почвы внутри такой провинции, развитые на одинаковой материнской породе, например на морских отложениях или на моренах, образовывали серии (термин, до сих пор используемый в классификации в США как таксон категорий низшего

[1] В общем авторы правильно оценивают роль Докучаева и Гильгарда в развитии почвоведения Очевидно, намеком на то, что Докучаев якобы был последователем Гильгарда, авторы хотели показать тенденциозность взглядов Г. Йенни, который в книге «The Birth of pedology» оспаривает приоритет В. В. Докучаева как основоположника генетического почвоведения. — *Прим. ред.*

уровня). Внутри серии почвы подразделялись по механическому составу на типы, которые и были самыми низкими таксономическими категориями и вместе с тем основными единицами картографирования. Уитни и его сотрудники имели более широкий взгляд на механический состав, чем это теперь принято в США. Они включали в это понятие (soil texture) не только распределение частиц различного размера, но и сложение, содержание органического вещества, агрегированность и некоторые другие свойства почв. Рассмотренная система широко применялась при проведении почвенной съемки во многих районах США.

Коффи (Coffey, 1912), очевидно, первым в США предложил классифицировать почвы на основе их собственных свойств, причем он считал, что различия в свойствах являются следствием различий в растительности и климате в различных районах. Им были выделены пять больших почвенных групп (и был впервые применен этот термин, получивший теперь широкое распространение): 1) аридные, 2) темноокрашенные почвы прерий, 3) светлые лесные почвы, 4) черные болотные почвы, 5) органические.

Идеи и предложения Коффи не получили широкой поддержки и не были положены в основу действовавшей программы почвенной съемки. Однако его идеи все-таки сыграли роль первых сигналов грядущих изменений в почвенной классификации в Америке.

Средний американский период. К. Ф. Марбут был центральной фигурой периода, который мы теперь называем средним, или марбутовским. Марбут родился и рос на ферме в Миссури. В Гарвардском университете он изучал геологию и особенно геоморфологию. Марбут был студентом выдающегося американского геоморфолога Уильяма Морриса Дэвиса. После окончания университета Марбут поступил в 1910 г. на службу в Почвенное бюро министерства сельского хозяйства США, где он особенно увлекся почвоведением. Переводом немецкого издания книги Глинки о типах почвообразования и мировых почвенных группах на английский язык Марбут распространял в Америке идеи Докучаева и его учеников. Под влиянием идей русской школы Марбут важнейшими факторами почвообразования считал климат и растительность, а не влияние геологических пород на почвы в отличие от Уитни. Идеи Уитни Марбут развивал последовательно по отдельным этапам (Marbut, 1922, 1927), завершив их своей основной работой по классификации почв, опубликованной в Атласе американского сельского хозяйства (Atlas of American Agriculture, Marbut, 1935). Краткое изложение этой классификации дано в табл. 22.

ТАБЛИЦА 22

Почвенная классификация Марбута, 1935

Категория 6	Педальферы	Педокали
Категория 5	Почвы на механически измельченных породах Почвы на продуктах сиаллитного выветривания Почвы на продуктах аллитного выветривания	Почвы на механически измельченных породах
Категория 4	Тундровые Подзолистые Серо-бурые подзолистые Красные Желтые Латеритные Латериты	Черноземы Темно-каштановые Каштановые Серые Арктические и тропические карбонатные
Категория 3	Группы почв зрелых, но встречающихся только в сочетаниях Болотные Глеевые Рендзины Аллювиальные Слаборазвитые на склонах Засоленные Солонцеватые Торфяные	Группы почв зрелых, но встречающихся только в сочетаниях Болотные Глеевые Рендзины Аллювиальные Слаборазвитые на склонах Засоленные Солонцеватые Торфяные
Категория 2	Почвенные серии	Почвенные серии
Категория 1	Почвенные единицы или типы	Почвенные единицы или типы

Этот замечательный человек может по праву считаться основателем американского почвоведения. Его вклад в развитие почвоведения касается следующих фундаментальных вопросов.

1. Признание почвенного профиля как основной единицы исследования почвы. Марбут особенно подчеркивал важность свойств самих почв, а не геологических особенностей пород или факторов почвообразования в широком смысле.

2. Создание первой действительно множественной системы почвенной таксономии.

3. Разработка критериев выделения почвенных серий, до сих пор широко употребляемых.

Рост информации, дальнейшее развитие и совершенствование представлений о генезисе почв создали ряд трудностей и проблем в классификации Марбута, которые мы пытаемся улучшить в нашей современной классификации. Эти трудности и недостатки таковы:

1. Система со множеством категорий не была в действительности всеобъемлющей. Были исключены «незрелые и анормальные» почвы в одной или нескольких категориях, что явилось следствием увлечения Марбута «нормальными» почвами в «нормальных» ландшафтах, то есть хорошо дренируемыми почвами на склонах холмов. Таким образом, имело место некоторое нарушение принципа полноты таксономических категорий.

2. Некоторые из предложенных Марбутом критериев (критерии отбора), основанные на предполагаемом генезисе или выводах из него, оказались, по данным позднейших исследований, неполными или неправильными. Например, предположение о том, что «зональные» («нормальные») почвы могут быть разделены на два больших класса, с аккумуляцией карбоната кальция в одних почвах (педокали) и аккумуляцией гидроокисей железа и алюминия в других (педальферы), оказалось неадекватным и неудовлетворительным. Если использовать указанное различие в качестве критерия разделения почв, не выделяются взаимно исключающие классы. Почва, являющаяся нормальным педокалем в одних районах, была отнесена к интразональным педокалям в других, в связи с небольшим изменением в характере материнской породы или положением по рельефу. Многие почвы одновременно аккумулируют соединения $CaCO_3$ и Al-Fe. По этим и некоторым другим причинам мы опустили рассматриваемый критерий и соответственно классы почв [1].

3. Понятие «нормальные почвы в нормальном ландшафте» не может быть использовано как основа классификации, так как при этом игнорируются почвы с худшими условиями дренажа, вызванными сложностью форм рельефа или различиями в возрасте почв, а также изменениями климата во времени. Все это делает практически невозможным выявить «нормальную» почву, используемую как эталон во многих ландшафтах.

4. По-видимому, следует больше обращать внимание на трехмерный характер почв, а не двухмерный, как это понималось Марбутом.

Перечисленные недостатки ни в какой мере не умаляют огромного значения деятельности Кертиса Флетчера Марбута — первого крупного американского почвоведа.

Было предпринято немало усилий привести систему Марбута в соответствие с новой информацией и развитием новых взглядов о генезисе почв. Наиболее существенным был вклад Болдуина, Келлога и Торпа, создавших классификацию всех из-

[1] Эта критика понятий «педокали» и «педальферы» спорна. — *Прим. ред.*

вестных в то время американских почв и опубликовавших ее в Ежегоднике сельского хозяйства министерства сельского хозяйства США (Baldwin, Kellogg, Thorp, USDA, Yearbook of Agriculture, 1938). Обзор предложенных ими порядков и подпорядков излагается в табл. 23. Классификация Болдуина, Келлога и Торпа является первой действительно всеобъемлющей и количественной почвенной классификацией.

ТАБЛИЦА 23

Классификация почв 1938 г. (USDA, Yearbook of Agriculture) (рассматриваются два высших уровня)

Категория 6 Порядок		Категория 5 Подпорядок
Зональные почвы	Педокали	Почвы холодной зоны 1. Светлоокрашенные почвы аридных районов 2. Темноокрашенные почвы семиаридных, аридных, субгумидных и гумидных степей и лугов
	Педальферы	3. Почвы переходных районов от леса к степи 4. Светлые подзолистые почвы лесных районов 5. Латеритные почвы умеренно теплых и тропических районов
Интразональные почвы		1. Галоморфные почвы (засоленные и солонцеватые) с недостаточным дренажем в аридных районах или на приморских равнинах 2. Гидроморфные почвы маршей, болот, плоских территорий или зон разгрузки подземных вод 3. Кальциеморфные почвы
Азональные почвы		Подпорядки не выделяются

В классификации Болдуина, Келлога и Торпа имел место возврат к зональной концепции Сибирцева, выражающейся в выделении зональных, интразональных и азональных классов на наиболее высоком таксономическом уровне. Концепции педальфер-педокаль было отведено второе место. Больше внимания было уделено почве как трехмерному телу. Однако появились и новые проблемы. Например, два высших таксономических уровня были определены генетическими терминами, а не на основании свойств самых почв. Порядок классов не являлся взаимно исключающим, так как одна и та же почва может быть зональной в одном месте и интразональной в другом.

Не все почвы были сгруппированы в семейства, а сами семейства не были достаточно строго таксономически ограничены. Не были ясно определены большие почвенные группы, их определения часто оказывались сравнительными и качественными, так что не всегда удавалось договориться о правильности отнесения той или иной почвы в соответствующую группу. Проблемы номенклатуры также оставались нерешенными, поскольку она представляла собой смесь народных названий и научных терминов, предложенных различными авторами.

Современный количественный период. Критическое рассмотрение классификации 1938 г. Торпом и Смитом (Thorp, Smith, 1949), Рикеном и Смитом (Riecken, Smith, 1949) положило начало новому периоду в классификации. Были добавлены новые большие почвенные группы, пересмотрены и уточнены некоторые определения. Действительным началом нового периода мы считаем 1951 г., так как в это время было принято решение о необходимости создания новой классификации (Smith, 1968). В это же время в других странах разворачивалась работа по улучшению и (или) дальнейшему развитию национальных классификаций.

Приведем перечень причин, по которым в США считалось необходимым создать новую классификацию (Kellog, 1963; Simonson, 1952a; Smith, 1968). Напомним, однако, еще раз, что классификация 1938 г. была чрезвычайно полезной и сыграла очень важную роль в развитии почвоведения.

1. Высшие категории классификации 1938 г., основанные на зональности, не обеспечивали взаимоисключающих таксонов; трудно было дать четкие различия между зональными и интразональными почвами.

2. Высшие уровни классификации 1938 г. и других систем выделялись на основе оценки внешних факторов и предполагали генезис почв в качестве главного критерия отбора, а не свойства самих почв[1]. Возникла опасность «предубежденности» или невозможности классифицировать некоторые почвы, генезис которых не вполне еще ясен.

3. Некоторые определения таксонов основывались на свойствах профилей естественных почв под ненарушенной растительностью без учета изменений, внесенных эрозией или распашкой.

4. Слишком много внимания уделялось цвету почвы как критерию отбора без должной оценки его значения или числа связанных с ним свойств почв.

---

[1] И здесь противопоставление генезиса и свойств почв является противоречивым. Эти два понятия неразделимы. Свойства почв определяют генезис почв, и генезис почв отражает их. — *Прим. ред.*

5. Таксоны низших категорий определялись в сравнительных и субъективных терминах и без достаточных критериев отбора. Необходимы были качественные объективные критерии, чтобы сделать эти таксоны пригодными для употребления и для проведения исследований.

6. Не для всех почв было место во всех категориях. Нужно было классифицировать все известные почвы на всех уровнях, а также сделать систему достаточно гибкой, чтобы хватило места и для вновь открытых почв в еще мало исследованных областях земного шара.

7. Семейства почв были неясно определены и как категория, и как таксон в пределах категории.

8. Номенклатура была чрезвычайно разнородной, состоявшей из народных названий на разных языках и научных терминов, и потому очень громоздкой и неудобной; для разных людей термин имел различное значение, был сложен для перевода, а наименование переходных почв вообще превращалось в неразрешимую задачу.

Вследствие всех перечисленных причин в США началась работа по созданию новой классификационной системы на уровнях выше серии. Ее возглавил Г. Д. Смит, в ней участвовали почвоведы различных университетов США и некоторые иностранные коллеги. Развитие современной системы осуществлялось поэтапно, в виде «приближений», распространяемых для использования и обсуждения. «Седьмое приближение» было опубликовано в 1960 г. для наиболее широкого ознакомления и обсуждения (The 7th Approximation; Soil Survey Staff). Полученные замечания и материалы проводимых исследований были использованы для улучшения системы и опубликованы в виде приложений в 1964 и 1967 гг. Все эти публикации, а также некоторые дополнения и критические замечания послужили основой, по которой мы излагаем и обсуждаем в следующей главе современную почвенную классификацию США.

ГЛАВА 14

СОВРЕМЕННЫЕ СИСТЕМЫ КЛАССИФИКАЦИИ ПОЧВ

В этой главе мы приводим примеры классификации почв, чтобы показать различные подходы и конценпции. Особое внимание обращается на современную американскую классификационную систему потому, что все последующие главы посвящены в основном ей, а также потому, что она находит все большее применение. Мы рассмотрим также системы классификации почв, применяемые в СССР, Франции, Бельгии, Соединенном Королевстве, Австралии, Канаде и Бразилии. В данной главе также обсуждается система, предложенная известным австрийским почвоведом-минероморфологом Кубиеной (Kubiena, 1948, 1953).

Мы включили в эту главу также список почв Мировой почвенной карты ФАО — ЮНЕСКО, который, не будучи формально таксономически системой почв, представляет собой тем не менее в значительной степени классификацию в форме описания и определения картографических единиц; она используется для учета почвенных ресурсов мира на сравнимой основе. Некоторые развивающиеся страны используют легенду к мировой карте для составления списка своих почв и их учета.

В заключительной части главы рассматривается численная таксономия, то есть сравнительно новый метод в классификации почв.

Современная почвенная классификация в СССР. Современная классификация почв Советского Союза сохраняет общие принципы, заложенные Докучаевым и Сибирцевым. Эти принципы подразумевают преимущественно генетический подход, оценку свойств почв и почвообразовательных процессов в профиле в связи с факторами-почвообразователями. Изучение почвенных профилей в СССР для целей классификации, проводимое большинством почвоведов, базируется на трех компонентах: факторах почвообразования — почвообразовательных процессах — свойствах почв (Розов, Иванова, 1968). Этот подход был

назван некоторыми советскими почвоведами «эколого-генетическим». При этом особенно подчеркивается действие почвообразующих факторов, создающих свойства почв в определенных профилях, называемых «почвенными типами» или «генетическими типами почв» (Герасимов, Иванова, 1959).

«Тип почв» советской системы по объему ближе всего американским категориям порядков и подпорядков в современной классификации[1]; в предыдущих американских системах термин «почвенный тип» использовался на низших уровнях. В современной системе термин «тип почвы» не употреблялся в классификационных построениях и может быть использован для обозначения фазы почвы в зависимости от ее практического использования (Seil Survey Staff, 1960). Введение термина «тип почв» в классификацию на самых высоких уровнях (для больших группировок почв в России) было сделано раньше, чем в Америке для низших категорий. В Америке это было сделано Уитни, к сожалению до установления контактов с русской почвенной школой, и термин «тип» сделался привычным для американских почвоведов еще до того, как выяснилось вышеизложенное неудобство его употребления.

Тип почв, по определению академика географа-почвоведа Л. И. Прасолова, подразумевает «единство происхождения, миграции и аккумуляции веществ, то есть типы объединяют почвы одинакового происхождения и имеющие сходные почвообразовательные процессы» (Прасолов, 1931; Розов, Иванова, 1968). Определения и диагностика почвенных типов в современной классификации, используемой Почвенным институтом им. В. В. Докучаева и Министерством сельского хозяйства (Розов, Иванова, 1968), основаны на морфологии почвенного профиля, его минералогическом и химическом составе, составе органического вещества, особенностях жидкой и газообразной фаз почвы, ее физико-химических свойствах, влажности почвы, водном и воздушном режимах.

В Советском Союзе обычно различают классификацию почв, имеющую дело с категориями выше почвенного типа и занимающуюся главным образом генезисом почв в широком плане, и почвенную систематику, занимающуюся таксономией почв на уровнях ниже типа и сталкивающуюся в основном с проблемами картографирования[2].

---

[1] В американских классификациях почв «марбутовского» периода «генетический тип почв» советской таксономии почв соответствовал «большим почвенным группам». — *Прим. ред.*

[2] Почвоведение в СССР едино, как и классификация и систематика почв. Последние действующие указания (1967 г.) даны для всех таксонов, начиная с типов и кончая самым низким подразделением. Двойствен-

Почвенная классификация в СССР сейчас основывается на схемах, опубликованных Герасимовым, Завалишиным и Ивановой (1939), с позднейшими дополнениями и изменениями (Герасимов, 1968; Ковда, Розанов, Самойлова, 1969; Kowalinski, 1966; Ливеровский, 1969; Розов, Иванова, 1968).

Систематика почв достаточно хорошо разработана и используется при детальной почвенной съемке хозяйств; она была одобрена Комиссией по классификации почв при Всесоюзном обществе почвоведов. С другой стороны, классификация на уровнях выше типа почв разработана еще недостаточно (Розов, Иванова, 1968).

Краткое изложение основных признаков каждой категории и номенклатура приводятся на основе ряда советских работ, главным образом работ Розова и Ивановой (Розов, Иванова, 1968), а также дискуссий с советскими почвоведами. Начинаем с более высоких уровней.

Класс. Выделяют на основании широких температурных поясов для мировой классификации.

Подкласс. Различают автоморфные (примерно то, что и «зональные»), гидроморфные, семигидроморфные и аллювиальные подклассы. Эта категория также предназначается для мировой классификации почв.

Тип. Уровень, наиболее широко используемый для общих региональных сравнений и обобщений. Сейчас признается существование примерно 110 типов почв. Каждый тип развивается в определенном комплексе биоклиматических и гидрологических условий и характеризуется ярким проявлением свойственных ему морфологических признаков, в том числе особенностями накопления органического вещества, разложения и синтеза минералов, а также определенными перемещениями почвенного материала и структурой. Каждый тип почв отличается своими показателями почвенного плодородия и способами его повышения. Названия типа обычно складываются из названия цвета верхнего горизонта в сочетании с суффиксом «зем» (то есть земля), например чернозем и краснозем. Применяются и названия, отражающие преобладающий признак почвы: солонец и со-

---

ность таксономических единиц («главные группы почв», с одной стороны, и «серии почв» — с другой) была свойственна как раз американскому почвоведению в «марбутовский период». Современная американская система стремится устранить этот дуализм. — *Прим. ред.*

лончак. Используются и некоторые описательные народные названия, например подзол [1].

Подтип. Категория состоит из таксонов в пределах типа, качественно различающихся по выраженности одного из почвообразующих процессов и (или) интенсивности выраженности основного процесса, формирующего тип. Номенклатура отражает местные и температурные различия в пределах СССР, с использованием таких прилагательных, как «северные», «южные», «теплые», «холодные». Переходный характер подтипов отражается чисто почвенными признаками, например выщелоченный или дерново-подзолистый.

Род. Таксоны определяются по свойствам материнской породы, выраженным в механическом или химическом составе, особом влиянии химического состава грунтовых вод или в наличии реликтовых, или древних, признаков. Подобные влияния выражаются в заметных изменениях одного и более важнейших диагностических горизонтов, нарушении порядка горизонтов или появлении дополнительных горизонтов по сравнению с обычным набором для данного типа. В качестве примера можно привести некоторые (не все) роды черноземов: типичные, бескарбонатные, карбонатные, солонцеватые, осолоделые, слитые, железисто-иллювиальные и гумусово-иллювиальные [2].

Вид. В пределах рода виды выделяются по степени развития или выраженности главного почвообразовательного процесса (например, подзолистые почвы подразделяются на слабо-средне-, сильно-подзолистые и подзолы, или по глубине выраженности процесса почвообразования (например, подзолообразования), или же по содержанию гумуса в горизонте А1 черноземов. Обычно используют одно или более трех свойств почв в качестве критериев выделения видов: 1) количество или запас какого-либо компонента почвы в $м^3$/га, 2) мощность какого-либо горизонта в см, 3) процентное содержание в данном горизонте какого-либо вещества.

Разновидность. Эта категория выделяется по механическому составу (при более высоком уровне генерализации используется на уровне рода).

---

[1] Следует подчеркнуть, что традицией докучаевского почвоведения всегда было использование народных терминов. Таковы не только «подзол», «солонец», «солончак», но и «чернозем», «краснозем» и др — *Прим ред*

[2] Эти примеры ошибочны; вместо «родов» черноземов приводятся их подтипы (кроме слитых) Под названием железисто-иллювиальных и гумусово-иллювиальных выделяются только некоторые подзолы и подзолистые почвы. — *Прим. ред.*

ТАБЛИЦА 24

Схема из генеральной классификации почв СССР (Иванова, 1956)

Класс почв	Группа почвообразований, или подкласс почв	Тип почв		
		автоморфные	автоморфно — гидроморфные	гидроморфные
		Арктические почвы		
I. Арктические тундровые	1. Тундрово-арктическая	Тундровые почвы		Болотные тундровые
	2. Субарктическая дерновая	Дерново-луговые		
	3. Тундрово-болотная			Болотные тундровые
	4. Арктическая солончаковая		Солончаки арктические	Мерзлотные
II. Бореальные мерзлотно-таежные	1. Мерзлотно-таежная	Таежные ожелезненные		
	2. Мерзлотно-болотная	Палевые таежные	Палевые таежные глеевые	
	3. Мерзлотно-солонцовая	Солоди мерзлотные	Глеево-мерзлотные солоди	Болотные мерзлотные
III. Бореальные таежные и лесные	1. Таежно-лесная	Подзолистые	Подзолисто-болотные	
		Серые лесные	Серые лесные глеевые	
	2. Дерново-таежная	Дерново-таежные	Дерново-глеевые	
	3. Болотная			Болотные
IV. Суббореальные влажно-лесные и луговые	1. Буроземная	Влажно-лесные кислые неоподзоленные	Влажно-лесные кислые неоподзоленные глеевые	
		Бурые лесные	Бурые лесные глеевые	
	2. Лугово-бурые		Лугово-бурые	
	3. Дерново-влажно-лесная	Перегнойно-карбонатные	Перегнойно-карбонатные глеевые	
	4. Болотная			Болотные

Продолжение

Класс почв	Группа почвообразований, или подкласс почв	Тип почв		
		автоморфные	автоморфно–гидроморфные	гидроморфные
V. Суббореальные степные	1. Степная	Черноземы	Лугово-черноземные	
		Каштановые почвы		
	2. Луговая			Луговые
	3. Лугово-болотная			Лугово-болотные
	4. Солонцовая	Солонцы степные	Солонцы луговые	
			Солоди	
	5. Солончаковая			Солончаки степные
VI. Суббореальные пустынные	1. Пустынная	Бурые полупустынные		
		Серо-бурые пустынные		
	2. Такырная		Такыры	
	3. Солонцовая пустынная	Солонцы пустынные	Лугово-пустынные солонцы	
	4. Солончаковая пустынная			Солончаки пустынные
VII Субтропические влажные лесные	1. Желтоземная	Желтоземы	Желтоземы глеевые	
	2. Красноземная	Красноземы	Красноземы глеевые	
	3. Болотная субтропическая			Субтропические болотные
VIII. Субтропические лесные и саванно-степные	1. Коричневоземная	Коричневые	Коричневые лугово-лесные почвы	
	2. Дерново-субтропическая		Смолницы	
	3. Луговая субтропическая			Субтропические луговые
	4. Солонцовая субтропическая		Субтропические лугово-солонцовые	

Продолжение

Класс почв	Группа почвообразований, или подкласс почв	Тип почв		
		автоморфные	автоморфно–гидроморфные	гидроморфные
IX. Субтропические пустынные	1. Сероземно-пустынная	Сероземы Пустынные субтропические	Лугово-сероземные	
X. Тропические влажные лесные и саванные		Не разработаны		
XI. Тропические почвы сухих лесов и саванн		Не разработаны		
XII. Тропические пустынные почвы		Не разработаны		

Краткий перечень классов высших таксономических уровней в ранее опубликованной схеме классификации (Иванова, 1956) приведен в табл. 24. Небольшие изменения в этой схеме изложены в работе Розова и Ивановой (Розов, Иванова, 1968).

Почвенные классификации в Западной Европе. Почвоведение в этой части мира находилось под сильным влиянием пионеров русской школы почвоведения и некоторых европейских почвоведов, сильно увлекавшихся химическими методами диагностики почв (Ramann, 1911, 1918; Sigmond, 1938). В общем, особое внимание уделялось генезису и концепциям зональности, а также разделению почв с помощью лабораторных критериев, например, отношениям SiO_2/R_2O и SiO_2/Al_2O_3. Мы отмечаем, что западноевропейские ученые обычно обращают меньше внимания на перемещение глины и на горизонты аржиллик по сравнению с американскими, что объясняется отчасти тем, что в Европе многие почвы не имеют этих признаков (прежние кислые бурые лесные почвы, рендзины, ранкеры, литосоли). Их

отсутствие можно объяснить молодостью ландшафтов; не надо забывать и о том, что многие западноевропейские почвы сформировались на ледниковых отложениях очень молодых позднеплейстоценовых поверхностей. Малая степень развития почв нашла свое отражение в подходах к почвенной классификации. Другая характерная черта европейских классификаций — значительно большее внимание, уделяемое (по сравнению с американскими системами) переувлажненным (гидроморфным) почвам. Мы не должны забывать также о том, что в Западной Европе почвы вокруг деревень очень интенсивно окультуривались со времен средневековья, и потому они носят отпечаток деятельности человека более сильный, чем где-либо еще в мире. И наконец, последнее, что надо упомянуть перед началом обсуждения европейских классификаций, — это различия в экологических условиях Америки и Западной Европы. В последней многие области имеют средиземноморский или близкий к нему климат с прохладными влажными зимами и жарким сухим летом.

Естественная система почв Кубиены. Эта система разработана на примере европейских почв, но рассматривается как мировая система. Ее краткое изложение, сделанное Герасимовым и Ивановой (варианта 1948 г.), с некоторыми дополнениями, взятыми нами из системы 1953 г., приводится в табл. 25. Система Кубиены основана на развитии почв по нескольким путям. Им определены стадии эволюции в различных экологических условиях. Например, в «наземных» почвах можно видеть стадии от почв со слаборазвитым горизонтом А до почв с полным набором горизонтов по типу АВС. Особенно выделяются гидроморфные почвы: они находятся в равном положении с почвами нормального дренажа на самом высоком таксономическом уровне. В качестве критериев разделения почв часто используются химические и минералогические признаки.

Почвоведение во Франции. Наиболее важные черты французского почвоведения следующие.

1. Классификация основывается на степени эволюции профиля [АС → А(В)С → АВС]. (В) обозначает слаборазвитый или окрашенный горизонт В без аккумуляции глины.

2. Учитываются свойства всего профиля; особое внимание обращается на выветривание, тип гумуса, «поглощающий комплекс», структуру и влажность.

3. Подчеркиваются свойства, связанные с гидроморфизмом, они вынесены на самый высокий таксономический уровень.

4. В нижних категориях для выделения классов используется критерий лессиважа (физического перемещения глинистых частиц).

ТАБЛИЦА 25

Естественная система почв Кубиены, 1953

A. Подводные почвы
  AA. Подводные не торфянистые почвы
    1. Протопедон (подводные грубые почвы)
    2. Дай
    3. Гиттия
    4. Сапропель
  AB. Подводные торфянистые почвы
    5 Фен
B. Полуземные, или затопляемые почвы, или почвы с близкими грунтовыми водами
  BA. Полуземные грубые почвы
    6. Рамбла (грубе иловатые почвы)
    7. Рутмарк арктические районы и снежники)
    8. Грубые глеевые почвы
  BB. Почвы типа аммор
    9. Аммор
    10. Марши
  BC. Полуземные торфянистые почвы
    11. Карр (переходные лесные болота)
    12. Верховые болота
  BD. Засоленные почвы
    13. Солончаки
    14. Солонцы
    15. Солоди
  BE. Глеевые гумусные почвы
    16. Глей
    17. Серые иловатые почвы
    18. Рендзиноподобные иловатые почвы
    19. Смолницы, или черноземовидные иловатые почвы
    20. Вега
C. Наземные, или сухопутные, почвы
  CA. Грубые наземные почвы
    21. Грубые почвы холодных пустынь
    22. Сухие грубые пустынные почвы
    23. Сюроземы (грубые почвы умеренного пояса)
  CB. Ранкероподобные почвы
    24. Ранкеры
  CC. Рендзиноподобные почвы
    25. Эурендзина
    26. Пararендзина
  CD. Степные почвы
    27. Сероземы
    28. Буроземы (бурые пустынно-степные почвы)
    29. Каштаноземы (каштановые почвы)

Продолжение

30. Черноземы
31. Парачерноземы
32. Парасерозем

CE. Карбонатные почвы

33. Терра (в том числе терра-росса, терра-фуска и др.)

CF. Силикатные почвы

34. Бурые лесные суглинки
35. Красные суглинки

CG. Латосолы

36. (Латеритные) красные

CH. Бурые почвы

37. Буроземы

CI. Псевдоглей

38. Псевдоглей

CJ. Подзол

39. Семиподзол
40. Подзол

Основные элементы почвенной системы, разработанной ОРСТОМ (французская организация, занимающаяся изучением почв заморских территорий), представлены в табл. 26. Эту систему можно охарактеризовать следующим образом: «Грубые минеральные почвы, почвы с профилем AC, вертисоли и паравертисоли, кальцие- и магниеморфные почвы, степные почвы, мюллевые почвы, подзолы, почвы с высоким содержанием полуторных окислов, галоморфные и гидроморфные почвы разделяются на подклассы по климату, степени развития, литологии и гидроморфизму» (Aubert, 1965, 1968).

Основные результаты сравнения американской и французской систем классификации таковы.

1. В американской классификации подробно рассматриваются горизонты B с аккумуляций глины (аржиллик), хотя и во французской системе разделяются лессивированные почвы (с горизонтом аржиллик) и подзолы (с горизонтом сподик).

2. Во французской системе много внимания уделяется свойствам почв, связанным с влажностью. Это объясняется тем, что переувлажнение вызывает своеобразную эволюцию профиля, где маскируется или тормозится развитие других почвообразовательных процессов (Aubert, 1965).

Почвоведение в Бельгии. Бельгия представляет собой яркий пример небольшой страны с чрезвычайно интенсивным сель-

ТАБЛИЦА 26

Почвенная классификация Почвенной секции ОРСТОМ. Франция, 1964 (Aubert, 1968)

Класс I. Неразвитые скелетные почвы

1. Климатические группы — холодные, пустынные районы
2. Неклиматические группы — эродированные или скелетные молодые

Класс II. Слаборазвитые и неразвитые почвы

1. Климатические группы — тундровые, ранкеры, полупустынные
2. Аклиматические группы — регосоли, андосоли, свежие отложения

Класс III. Кальциемагниеморфные почвы

1. Рендзины. Группы — маломощные рендзины, рендзины с развитыми горизонтами, аллювиальные кальциеморфные почвы

Класс IV. Вертисоли и паравертисоли

1. Топоморфные (в депрессиях): группы — вертисоли и паравертисоли
2. Литоморфные: группы — вертисоли и паравертисоли

Класс V. Изогумусовые почвы

1. Изогумусовые ненасыщенные почвы: группы бимодальные: бруниземы, бруниземы с текстурным B1, B1 псевдоглей
   Бруниземы, слитые бруниземы, солонцеватые бруниземы
2. Изогумусовые ненасыщенные почвы: группы — черноземы, каштановые и бурые почвы

Класс VI. Мюллевые почвы

1. Мюллевые почвы умеренного пояса: группы — лессивированные, бурые лесные почвы
2. Мюллевые почвы тропиков

Класс VII. Подзолы и подзолистые почвы

1. Почвы с мором и горизонтом, обогащенные R_2O_3
2. Почвы с мором, горизонтом, обогащенные R_2O_3 и оглеением

Класс VIII. Почвы с полуторными окислами и быстро минерализующимся органическим веществом

1. Красные и бурые средиземноморские почвы
2. Железистые тропические почвы
   3 Ферралитные почвы

Класс IX. Галоморфные почвы

1. Галоморфные почвы без деградированной структуры
2. Галоморфные почвы с деградированной структурой

Класс X. Гидроморфные почвы

1. Органические гидроморфные
2. Гидроморфные почвы со средним содержанием органического вещества
3. Гидроморфные почвы с низким содержанием органического вещества

ским хозяйством. Почвенная съемка здесь проводилась в очень крупном масштабе, что отражается классификацией. Основными сериями являются главные картографические и таксономические единицы, выделяемые по механическому составу и сложению, классу дренажа и развитию профиля (Tavernier, Marechal, 1962).

Кроме семи категорий механического состава, в понятие «сложение» включены различия в органическом веществе и составе лёссовых отложений.

Классы по характеру дренажа выделяются на основании морфологии профиля — по пятнистости окраски при фоновом сером цвете и глубине распространения пятен.

Степень развития профиля, выражаемая набором горизонтов AC, A(B)C, ABC, отражается в нескольких классах.

Почвоведение в Великобритании. Почвенные группы, близкие большим почвенным группам классификации 1938 г., были, в общем, качественно выделены на основании типа профиля и предполагаемого генезиса. Основные почвенные группы в Уэльсе в целом сопоставляются с большими почвенными группами американской классификации 1938 г. следующим образом:

Почвенные группы в Уэльсе	*Классификация США 1938 г. с дополнениями 1949 г.*
Бурые карбонатные	(Бурые лесные)
Глеевые карбонатные	Луговые или гумусово-глеевые
Буроземы	Кислые бурые лесные
Буроземы глеевые	Серо-бурые подзолистые
Глеевые бескарбонатные	Гумусово-глеевые и (или) низинные гумусово-глеевые
Бурые подзолистые	Бурые подзолистые
Торфянистые подзолы	Подзолы
Торфянисто-глеевые	Полуболотные
Органические почвы	Болотные
Аллювиальные глеевые	Аллювиальные
Скелетные и неразвитые почвы	Литосоли и регосоли

Британская система классификации, описанная Эвери (Avery, 1956), представлена на высшем уровне классами с двумя выделами: автоморфные (наземные) почвы и гидроморфные (полуназемные) почвы. На следующем уровне выделяется 10 больших почвенных групп на основании режимов

влажности или типа гумуса. Третий уровень представлен 40 подгруппами, причем различия между ними заключаются в общем характере почвенного профиля (особенностях и расположении горизонтов). Некоторые подгруппы близки большим почвенным группам американской классификации 1938 г., другие похожи на группы Кубиены и других европейских классификаций. Хотя вся система называется «морфогенетической», на самом деле она имеет сильный генетический уклон. Краткая сводка высших классификационных уровней представлена в табл. 27.

ТАБЛИЦА 27

Британская система почвенной классификации (Avery, 1956)

А. Автоморфные (наземные) почвы:

Главные почвенные группы

1. Грубые почвы: почвы с преобладанием физического выветривания и со слаборазвитым горизонтом А
2. Горные гумусные почвы: почвы с преобладанием физического выветривания, главным образом под лугами и в высокогорьях с гумусом типа модер (неторфянистым)
3. Карбонатные почвы: нейтрально-щелочно-лесные, луговые и пахотные почвы с рендзиноподобным гумусом или гумусом типа модер, на карбонатных породах
4. Выщелоченные мюллевые почвы: нейтрально-умеренно-кислые под лесами, лугами и под культурной растительностью с мюллевым гумусом
5. Оподзоленные почвы (мор): сильно кислые почвы верещатников и лесов с грубым гумусом и горизонтом В, обогащенным железом и (или) гумусом

В. Гидроморфные (полуназемные) почвы:

6. Иловатые наносные (аллювиальные) почвы: естественные или созданные человеком почвы на молодом аллювии со слабым оглеением в верхних 40 см или без него
7. Серые гидроморфные (глеевые) почвы: периодически переувлажненные лесные, луговые и пахотные почвы с мюллевым гумусом и оглеением в подпочве
8. Глее-подзолистые почвы: периодически переувлажненные, сильно кислые под верещатниками, болотами и лесами с грубым гумусом или маломощным (<40 см) торфянистым гумусовым горизонтом и белесым горизонтом А2, более или менее замаскированным гумусом
9. Торфянистые почвы: щелочные — умеренно кислые темноокрашенные почвы без горизонта В, обогащенные сильно разложившимся органическим веществом, образованным в условиях переувлажнения с анмором, торфянистым мюллем и торфянистым модером
10. Торфянистые (болотные) почвы: кислые почвы, состоящие главным образом из частично разложившихся растительных остатков, аккумулировавшихся в условиях переувлажнения

Почвенная классификация в Канаде. В основу канадской классификации (Leahey, 1961, 1963, 1968; Stobbe, 1962) положены большие почвенные группы, причем номенклатура заимствована из зарубежных и местных наименований почв. Система состоит из шести категорий: порядка, большой группы, подгруппы, семейства, серии и типа. Общая сводка порядков и больших групп приводится в табл. 28.

ТАБЛИЦА 28

Порядки и большие группы в почвенной классификационной системе Канады

Порядок	Большая группа
Черноземный	Каштановые Темно-каштановые Черноземы Темно-серые
Солонцовый	Солонцы Солоди
Подзолистый	Серо-бурые оподзоленные Темно-серые лесные Серые лесные Гумусовые подзолы Подзолы
Буроземный	Бурые лесные Бурые таежные Кислые бурые лесные Кислые бурые лесные Конкреционные бурые Альпийские бурые
Регоземный	Регосоли Подзорегосоли
Глееземный	Гумусовые глеевые Глеевые Глеевые выщелоченные
Органический	Фибросоли Мезосоли Гумисоли

Краткая характеристика критериев выделения каждой категории, основанная на работах Лихи (Leahey, 1961, 1963, 1968), такова.

Порядок: главные особенности профиля, отражающие ведущий почвообразовательный процесс.

Большая группа: главные почвенно-генетические единицы, выделяемые по присутствию или отсутствию основных диагностических горизонтов.

Подгруппа: выделяется по генетическим характеристикам, определяемым общим строением профиля в соответствии с центральной концепцией, переходными почвами и другими таксонами, а также специфическими дополнительными признаками.

Семейства почв: выделяются по свойствам, «имеющим важное значение в почве», таким, как механический состав, сложение, проницаемость, реакция, минералогия и мощность горизонтов; семейства однородных по режиму влажности и запасу питательных веществ почв.

Серии почв: выделяются по одинаковым свойствам и расположению горизонтов.

Типы почв: подразделения основаны на «небольших различиях в механическом составе».

Рассматривая канадскую систему, мы должны представить себе, что она была создана в стране с прохладным климатом, молодыми аккумулятивными поверхностями, образовавшимися в результате плейстоценового оледенения, но с разнообразной растительностью, начиная от жестколистных, хвойных и бореальных лесов до лишайниковых тундр и прерий. Вообще в Канаде уделялось большое внимание ландшафтным единицам, состоящим из почвенных катен — сложных и разнообразных с гидроморфными и хорошо дренируемыми почвами на относительно молодых, слабо расчлененных поверхностях в целом с высоким уровнем грунтовых вод. На заре канадского почвоведения «почвенная классификация и почвенное картографирование являлись синонимами... Позднее выяснилось, что это два различных раздела, причем оба чрезвычайно важны в почвенной съемке» (Stobbe, 1962). В результате в 1945 г. была начата разработка канадской классификации, которая была завершена в 1960 г. На высших уровнях она учитывает главным образом наличие или отсутствие диагностических горизонтов, которые определены количественно. Канадская система проще полной почвенной классификации США и использует номенклатуру и понятия, разработанные для местных условий.

Почвоведение в Австралии. Рассматривая подходы к системам классификации и сами системы, необходимо помнить, что Австралия отличается исключительным разнообразием климатических условий: от влажнотропических на севере до исключительно сухих, пустынных в центре и влажных умеренных в запад-

ной Австралии. Треть Австралии находится в аридном климате, а еще одна треть — в полуаридном (Leeper, 1950). В Австралии очень много палеопочв (например, ископаемых латеритов), отражающих влияние разнообразных прошлых климатов и создающих большую пестроту местных ландшафтов. Возраст геоморфологических поверхностей также сильно варьирует. Поэтому не удивительно, что так много внимания в классификационных системах уделяется изменениям климатов, различиям в растительности и палеопочвам.

Среди первых попыток классификации почв Австралии следует назвать работу Йенсена (Jensen, 1914), создавшего систему на основе геологических исходных пород. Прескоттом (Prescott, 1931) была составлена почвенная карта Австралии и классификация почв, основанная на их свойствах. Прескотт особо подчеркивал роль климата и растительности и пропагандировал идеи Докучаева. Большое внимание он уделял и палеопочвам, особенно латеритам — свидетелям прежних влажных эпох. В основу его системы были положены «главные почвенные группы», выделяемые по цвету почв и характеру профиля, отражающему прошлые или современные климатические влияния. Прескотт выделил восемнадцать общих почвенно-экологических групп с идеальным (типичным) профилем в каждой группе. Последующими исследованиями было установлено, что не все почвы даже в пределах одной зоны обладают таким типичным профилем, и предложенная зональная концепция была оставлена.

Морфогенетическая классификация почв была разработана Стифенсом (Stephens, 1962), усовершенствовавшим классификацию Прескотта, причем уделившего большое внимание собственно почвенным признакам. Наиболее совершенным вариантом классификации Стифенса является вариант 1962 г. с сорока семью большими почвенными группами, определенными качественно на основании главным образом морфологии центрального понятия типичного профиля (табл. 29). Первое разделение почв (высший уровень) основывается на степени дифференциации профиля: «почвы с недифференцированным профилем» и «почвы с дифференцированным профилем». Разделение почв «с дифференцированным профилем» — это разделение на педокали и педальферы, отражающие огромное разнообразие австралийских условий: аридные и семиаридные почвы, занимающие $^2/_3$ страны и отличающиеся особенностями аккумуляции карбонатов кальция в профиле.

Норткот (Northcote, 1960) предложил естественную объективную классификацию, основанную на двоичной системе (два класса в каждой категории), со специальными численными ог-

ТАБЛИЦА 29

Большие почвенные группы, объединенные по профилям классов, порядков и подпорядков в Австралии (Stephens, 1962)

I. Недифференцированный профиль

1. Аллювиальные почвы, слоистые (аморфные)
2. Скелетные почвы: маломощные каменистые со слабым развитием профиля (аморфные)
3. Карбонатные прибрежные почвы со слабым развитием профиля

II. Дифференцированный профиль

A. Педальферы	B. Педокали
a. В профиле преобладают кислые торфянистые или элювиальные торфянистые горизонты	e. Темноокрашенный профиль со слабокислыми (нейтральными) элювиальными горизонтами
4. Торфянистые грубые (фитоморфные)	Карбонатные горизонты
5. Альпийские гумусовые (мезоморфные)	23. Черноземы (мезоморфные)
6. Торфянистые подзолы (полиморфные)	24. Луговые почвы (гидроморфные)
7. Кислые болотные (полиморфные)	25. Бурые лесные почвы (кальциеморфные)
b Кислый профиль с аккумуляцией органического вещества, R_2O_3, иногда — глины	26. Рендзины (кальциеморфные)
8. Подзолы (мезоморфные)	27. Рендзины с грунтовыми водами (полиморфные)
9. Подзолы на грунтовых водах	28. Почвы фен (полиморфные)
c Кислый профиль с аккумуляцией глины и R_2O_3	f. Засоленный профиль или сохранивший признаки засоления в иллювиальном горизонте
10. Латеритные подзолистые почвы	29. Солончаки (галоморфные)
11. Серо-бурые подзолистые почвы (мезоморфные)	30. Солонцы (галоморфные)
12. Бурые подзолистые почвы (мезоморфные)	31. Осолоделые солонцы (галоморфные)
13. Красные подзолистые почвы (мезоморфные)	32. Солоди (галоморфные)
14. Желтые подзолистые почвы (мезоморфные)	33. Осолоделые бурые почвы (полиморфные)
15. Луговые подзолистые (гидроморфные)	g. Профиль со слабокислыми нейтральными и карбонатными иллювиальными горизонтами
16. Бурые бескарбонатные (полиморфные)	34. Красно-бурые земли (мезоморфные)
	35. Бурые земли (мезоморфные)
	36. Легкие бурые почвы (полиморфные)
	37. Аридные красные земли (полиморфные)
	38. Серые карбонатные почвы (кальциеморфные)

Продолжение

II. Дифференцированный профиль

A. Педальферы	B. Педокали
d. Кислый (нейтральный) профиль без ясного выноса глины 17. Желтые земли (гемоморфные) 18. Красноземы (гемоморфные) 19. Латеритные красноземы (полиморфные) 20. Латеритные красные земли (полиморфные) 21. Терра-росса (кальциеморфные) 22. Почвы прерий (мезоморфные)	h. Профиль с нейтральной и щелочной реакцией, слаборазвитыми элювиальными и карбонатными и (или) гипсовыми иллювиальными горизонтами 39. Тяжелые серые почвы (гидроморфные) 40. Тяжелые бурые почвы (мезоморфные) i. Почвы со слабокислыми или нейтральными элювиальными горизонтами и карбонатными и гипсовыми иллювиальными горизонтами 41. Пустынные суглинки (мезоморфные) 42. Серо-бурые и красные карбонатные пустынные почвы (кальциеморфные) 43. Красные и бурые почвы с хардпэном (гидроморфные) 44. Пустынные почвы песчаных равнин (полиморфные) 45. Карбонатные латеритные почвы (полиморфные) 46. Каменистые пустынные почвы плато (полиморфные) 47. Пустынные песчаные (полиморфные)

раничениями для почв каждого класса. Были выбраны свойства почв, отражающие разнообразие типов дифференциации профилей, с тем чтобы снизить значение генетических интерпретаций.

Почвоведение в Бразилии. Основываясь на недавних почвенных исследованиях, было сделано предположение, что хорошо дренируемые «тропические» почвы Бразилии можно разбить на два больших класса: почвы с латеритным горизонтом B (примерно эквивалентными горизонтами оксик современной американской классификации) и почвы с текстурным B горизонтом (примерно эквивалентным горизонту аржиллик); почвы с горизонтом камбик, по-видимому, занимают неболь-

шие площади и встречаются на больших высотах (Costa da Lemas, 1968).

Высшие классификационные уровни последней бразильской классификации представлены в табл. 30 (Bennema, Camargo, 1964). Почвы Бразилии в настоящее время вновь тщательно исследуются, и результаты этих исследований послужат основой для создания более совершенной и полной классификации.

ТАБЛИЦА 30

Высшие классы почвенной классификации в Бразилии (Bennema, Camargo, 1964)

1. Почвы с латосоликовым В горизонтом (включая красные латосоли; большая часть обычных латосолей с емкостью обмена глины <6,5 м-экв/100 г)
2. Почвы с текстурным горизонтом В и плинтитом
3. Почвы с текстурным горизонтом В без плинтита (в том числе «руброземы» и структурная терра-росса, или красные почвы terra roxa)
4. Почвы с горизонтом В натрик
5. Почвы с начальными признаками горизонта В
6. Почвы с хардпэном под горизонтом А
7. Грумосоли
8. Литосоли
9. Регосоли
10. Пески
11. Подзолы (в том числе гидроморфные)
12. Прочие гидроморфные почвы (в том числе органические)

Почвенные единицы на мировой карте ФАО — ЮНЕСКО. Проект ФАО — ЮНЕСКО начал осуществляться в 1961 г. с целью подготовки корреляции почвенных единиц для оценки мировых почвенных ресурсов с помощью серии почвенных карт с единой легендой, которые легко могут дать информацию об использовании территории и приемах обработки почв. В подготовительной фазе руководство проектом осуществлял Д. Л. Брамао из ФАО и был создан также специальный Консультативный комитет из представителей различных стран. Необходимо было разработать хотя бы неполную систему классификации для того, чтобы определить картографические единицы этого проекта. Была разработана система из двух подразделений (Dudal, 1968a, b), в которой высший уровень примерно соответствует понятию «большой почвенной группы» в США и других классификационных системах или «типу почв» в классификационной системе СССР. Низшая категория состоит из переходных почв с особыми горизонтами или признаками. Было предложено также (Dudal, 1968a) выделять в низшей категории

фазы почв, отражающие важные в производственном отношении свойства почв: механический состав (3 группы), каменистость, присутствие затвердевших горизонтов (кор), плотной породы, уклон и наличие засоления.

Для правильного определения классов необходимо было договориться о системе диагностических горизонтов (Dudal, 1968a), некоторые из них были заимствованы из новой американской классификации. Номенклатура для этих горизонтов и отчасти для самих классов основывалась частично на «классических» названиях почв, причем были взяты преимущественно русские корни, а также часть недавно предложенных названий почв в Западной Европе и Канаде. Ряд терминов был специально придуман, например лювисоли и акрисоли.

Предлагаемая ниже таблица представляет собой сравнение названий диагностических горизонтов в системе ФАО—ЮНЕСКО и их ближайших эквивалентов в новой американской классификации.

ТАБЛИЦА 31

ФАО—ЮНЕСКО	Классификация США
Меланизированный горизонт A1	Моллик эпипедон
Развитый горизонт A1 (сомбрик)	Умбрик эпипедон
Слаборазвитый горизонт A1 (бледный)	Охрик эпипедон
Торфянистый А горизонт	Хистик эпипедон
Натриевый В горизонт	Натрик горизонт
Глинисто-иллювиальный В горизонт	Аржиллик горизонт
Планосольный В горизонт (резкое изменение механического состава)	
Языковатый В горизонт	
Плинтитовый горизонт	Плинтит
В камбик горизонт (кроме глеевых)	Камбик горизонт
Глеевый горизонт	Характерно только для классификации ФАО—ЮНЕСКО для горизонтов с показателями оглеения в пределах верхней 50-см толщи
В сподик горизонт	Сподик горизонт
В оксик горизонт	Оксик горизонт
Кальциевый горизонт	Кальцик горизонт
Гипсовый горизонт	Гипсик горизонт
Солевой горизонт	Салик горизонт
Гиббситовый горизонт	Характерно только для классификации ФАО — ЮНЕСКО, слой с содержанием гиббсита 30% или более или с содержанием 20% и выше по объему агрегатов размера гравия, содержащих 30% или более гиббсита

ТАБЛИЦА 32

Почвенные единицы на мировой почвенной карте ФАО — ЮНЕСКО (Dudal, 1969)

Список почвенных единиц

ФЛЮВИСОЛИ (слабовыветрелые аллювиальные почвы)
- дистрофные
- эутрофные
- карбонатные
- глеевые

РЕГОСОЛИ (маломощные почвы на рыхлых отложениях)
- дистрофные
- эутрофные
- карбонатные

АРЕНОСОЛИ (почвы, развитые на песке)
- дистрофные
- эутрофные

ГЛЕЙСОЛИ (с пятнистыми или восстановленными горизонтами, переувлажненные)
- гапликовые
- гумусовые
- карбонатные
- сульфатные
- плинтитовые
- гистиковые
- тундровые

РЕНДЗИНЫ (маломощные почвы на известняках)

РАНКЕРЫ (маломощные почвы на силикатных породах)

АНДОСОЛИ (вулканические пеплы с темной поверхностью)
- гапликовые
- богатые вулканическим стеклом
- глеевые

ВЕРТИСОЛИ (самомульчирующиеся мобильные почвы с монтмориллонитовой глиной)
- гапликовые
- лювиковые
- глеевые

ЯЕРМОСОЛИ (пустынные почвы)
- гапликовые
- карбонатные
- гипсовые
- лювиковые

КСЕРОСОЛИ (сухие почвы семиаридных районов)
- гапликовые
- карбонатные
- гипсовые
- лювиковые

Продолжение

Список почвенных единиц

СОЛОНЧАКИ (накопление легкорастворимых солей)
- гапликовые
- гумусовые
- такыровидные
- глеевые

СОЛОНЦЫ (содержащие натрий)
- гапликовые
- гумусовые
- глеевые

ПЛАНОСОЛИ (резкий переход от А к В горизонтам)
- гапликовые
- гумусовые
- осолоделые

КАШТАНОЗЕМЫ (каштановый цвет верхнего горизонта, степная растительность)
- гапликовые
- карбонатные
- лювиковые

ЧЕРНОЗЕМЫ (черный цвет поверхности, высокое содержание гумуса, степная растительность)
- гапликовые
- гумусовые
- плинтитовые
- глеевые

ФАЙОЗЕМЫ (темная поверхность, сильнее выщелочены, чем каштаноземы и черноземы)
- гапликовые
- карбонатные
- лювиковые
- глеевые

КАМБИСОЛИ (светлые, различной структуры и сложения в зависимости от выветривания)
- гапликовые
- эутрофные
- карбонатные
- вертиковые
- гумусовые
- вулканические

ЛЮВИСОЛИ (средне-, сильнонасыщенные почвы с горизонтом аржиллик)
- гапликовые
- цветные
- железистые
- альбиковые
- плинтитовые
- глеевые

Продолжение

Список почвенных единиц
ПОДЗОЛЮВИСОЛИ (выщелоченные языковатые горизонты, часто глинистые горизонты B)
гапликовые
глеевые
ПОДЗОЛЫ (светлый элювиальный горизонт и аккумуляции Fe, Al и гумуса в подпочве)
гумусово-железистые
гумусовые
железистые
охристые
пласиковые
глеевые
АКРИСОЛИ (сильно выветрелые почвы с горизонтом аржиллик)
гапликовые
гумусовые
плинтитовые
глеевые
НИТОСОЛИ (низкая емкость обмена глины в горизонте аржиллик)
дистрофные
эутрофные
ФЕРРАЛЬСОЛИ (с глиной, богатой R_2O_3)
гапликовые
охристые
Rhodic
гумусовые
плинтитовые
ГИСТОСОЛИ (органические почвы)
дистрофные
эутрофные
ЛИТОСОЛИ (маломощные почвы на плотной породе)
дистрофные
эутрофные

В табл. 32 приводится список почвенных единиц мировой карты ФАО—ЮНЕСКО 1969 г. (Dudal, 1969). Качественное описание каждой крупной единицы дано в скобках.

Современная американская система классификации. В США сейчас используется совершенно новая классификационная система для категории выше серий (Soil Survey Staff, 1960, 1964, 1967). Основа примененного нового подхода, причины его применения и методы были рассмотрены в главе 13 (см. также Kellogg, 1963). Диагностические горизонты, используемые в этой системе, были рассмотрены в главе 2.

Определение классов. Одним из существенных различий между рассматриваемой системой и всеми ранее существовавшими является определение выделов. Критериями в этом случае являются свойства самих почв, в том числе температура и влажность почвы[1] (состояние влажности в течение года). Генезис в определении таксонов не используется, за исключением только случаев, когда он контролирует отбор свойств (Smith, 1968)[2]. Определения являются точными и количественными, а не сравнительными; они даются в конкретных терминах, и ими легко пользоваться.

Новая номенклатура. Для выделов выше серий использованы совершенно новые группы названий по причинам, рассмотренным в главе 13. К этим причинам относятся различные представления и толкования одного и того же старого названия, различные названия одних и тех же почв, обилие в каждом языке названий народных и вновь придуманных, неудобство терминологии для переходных почв и трудности перевода. Поскольку многие старые, «классические», группы почв требуют основательного пересмотра, а набор их свойств должен быть изменен, появилась необходимость дать им новые названия.

Таким образом, была разработана новая номенклатура на основе главным образом греческих и латинских корней (Heller, 1963). Все названия являются смысловыми и понятными; названия высших категорий легко переводятся на западноевропейские языки[3], и они кратки (Smith, 1968; Soil Survey Staff, 1960). Словообразующий элемент каждой из высших категорий последовательно переходит в низшие категории вплоть до семейств. Серии сохраняют свои местные географические названия по традиции, начатой еще Уитни в начале века. В результате, имея небольшой опыт в пользовании системой названий, почвовед легко может выявить некоторые свойства почв, исходя только из их названий. Эти названия с первого раза звучат странно и неуклюже (один из критиков сказал, что они ассоциируются со словами-самоделками из книги «Алиса в Стране Чудес»), однако после небольшой тренировки к ним можно привыкнуть и легко оценить многие преимущества новой номенклатуры.

---

[1] Температура и влажность — это не свойство, а состояние почв, зависящее от климатических режимов Их непостоянство вряд ли целесообразно использовать как классификационные показатели — *Прим ред.*

[2] Очень неясное и противоречивое утверждение. Генезис контролирует все свойства в широком понимании почв Кроме того, авторы придерживаются генетического принципа в отборе этих свойств. — *Прим. ред*

[3] Утверждение, что названия являются смысловыми и понятными, более чем спорно Их усвоение требует механического заучивания, что не говорит о преимуществах новой номенклатуры. — *Прим. ред.*

Структура системы. Система содержит шесть категорий. Сверху вниз они таковы: порядок, подпорядок, большая группа, подгруппа, семейство и серия. По сравнению с классификацией 1938—1949 гг. появилась новая категория — подгруппа. Она была введена не только как один из уровней генерализации, но и для возможности более четкого выявления центрального понятия группы и переходных понятий между группами почв (а также переходов к непочвенным образованиям) и, кроме того, для более ясного отражения в нашей таксономии идей о непрерывности развития почв и постепенности изменений их свойств.

ТАБЛИЦА 33

Критерии выделения категорий в полной системе классификации почв

Категория	Количество таксонов	Сущность критериев
Порядок	10	Почвообразовательные процессы, определяемые по наличию или отсутствию диагностических горизонтов
Подпорядок	47	Генетическая однородность *. Подразделение на подпорядки производится на основании признаков, отражающих условия влажности почвы, материнскую породу и влияние растительности; в гистосолях степень разложенности органического вещества
Большая группа	206 (приблизительно)	Одинаковый характер расположения или выраженность горизонтов, особенно в верхней части профиля, насыщенность, режим влажности и температуры почвы, присутствие диагностических горизонтов или слоев (плинтит, фраджипэн, дурипэн)
Подгруппа		Центральное понятие в большой группе, отражающее также переходы к другим группам, подпорядкам, порядкам и «непочвенным образованиям»
Семейство		Свойства, важные для развития растений, общие классы механического состава, классы минералогического состава и температуры почвы в толще 50 см
Серия	10 000 (приблизительно в США)	Характер и расположение горизонтов, структура, цвет, сложение и реакция горизонтов, их химические и минералогические свойства

* Среди недостатков старых классификаций и аргументов в пользу создания новой важное место занимает генезис как критерий дифференциации почв на высоких таксономических уровнях (стр 225). В современной классификации генезис предлагается учитывать на втором таксономическом уровне.—*Прим. ред.*

Сущность критериев, определяющих каждый таксономический уровень, дана в табл. 33. К ней необходимо дать пояснения. Первое — в классификации почв на высших уровнях было желание отразить все почвы настолько, насколько они изучены, и распределить их между десятью порядками. После того как это сделано, хочется рассмотреть природу и свойства почв только в пределах каждого порядка и определить в нем подпорядок или подпорядки. По этому принципу и выбирались критерии выделения подпорядков и больших групп, то есть предпочитались критерии, определяющие желаемые подпорядки, большие группы и т. д. эмпирическим путем. Из этого вытекает второе пояснение — отличительные признаки не могут одинаково применяться ко всем почвам данного уровня. Единообразное применение критериев к одному уровню считается оптимальным или идеальным в теории классификаций, но при таком сложном и разнородном объекте, как мир почв, оно непрактично или невозможно. Другими словами, некоторые типы отличительных признаков применяются только к определенным выделам (более высокого уровня), чтобы получить желаемые выделы рассматриваемого уровня. Например, степень увлажнения и режимы влажности почвы являются превосходными, полезными критериями на уровне подпорядков во многих порядках, но они не имеют никакого смысла или значения в пределах аридисолей — почв пустынь. Следовательно, для получения полноценных и полезных выделов на уровне подпорядков необходимы другие отличительные признаки, какими оказались наличие или отсутствие горизонтов аржиллик и натрик, которые сразу разделили пустынные почвы на почвы древних и более молодых ландшафтов. Еще более яркий пример можно найти в порядке гистосолей. Критерии выделения таксонов на всех уровнях ниже порядка в минеральных почвах не имеют смысла в почвах органических. Поэтому только в порядке гистосолей в качестве критерия выделения подпорядков используется степень разложенности органического вещества, так как она связана с целой группой прочих важных свойств почв. Рассмотренный выше принцип мы называем принципом ограниченной применимости отличительных признаков, то есть разумного применения критериев только в какой-то части всех классифицирующих объектов на данном таксономическом уровне.

Названия порядков, словообразовательный элемент в каждом порядке, используемый для определения порядка на низших уровнях, происхождение словообразовательных элементов и способ их запоминания даны в табл. 35 (Soil Survey Staff, 1960). Порядки перечислены в той последовательности, в которой они даны в почвенном ключе (Soil Survey Staff, 1967). Мы под-

готовили частичный упрощенный ключ, который можно полуколичественно использовать для определения принадлежности почвы к тому или иному порядку.

ТАБЛИЦА 34

Упрощенный ключ для порядков почв полной системы классификации почв

Если в порядке имеется	Порядок
>30% глины в пределах верхнего метра, или до контакта с породой, гильгаи, или плоскости скольжения, или угловатые агрегаты	Вертисоли
Никаких диагностических горизонтов, кроме охрик, антропик, альбик, агрик	Энтисоли
Нет горизонтов сподик, аржиллик, натрик, оксик, петрокальцик, или плинтита, но есть горизонты камбик или гистик	Инсептисоли
Горизонты охрик или аржиллик, но нет горизонтов оксик или сподик, почвы обычно сухи	Аридисоли
Сподик горизонт	Сподосоли
Среднегодовая температура почвы >8 °С, свойства почв не позволяют отнести их ни к одной из предыдущих групп, степень насыщенности <35% на глубине 1,25 м ниже верхней границы горизонта аржиллик или 1,8 м от поверхности	Ультисоли
Моллик горизонт, но не оксик	Моллисоли
Все прочие минеральные горизонты, кроме горизонта оксик	Альфисоли
Оксик горизонт	Оксисоли
>30% органического вещества до глубины 40 см	Гистосоли

Очень важно сразу же тщательно следовать этому или более полному ключу с тем, чтобы верно выявить порядок, к которому следует отнести неизвестную почву, иначе могут возникнуть ошибки. Другими словами, надо начинать с самого начала ключа, внимательно следя за отличительными свойствами почв для правильного определения порядка. (Например, мы замечали, что студенты и начинающие почвоведы, увидев в почве эпипедон моллик, немедленно относят ее к моллисолям, что может быть неверным, так как некоторые почвы других порядков также имеют горизонт моллик.)

Мы не будем последовательно перечислять все подпорядки, потому что их слишком много. В табл. 36 перечислены словообразовательные элементы, по которым легко определить подпорядок, происхождение названий подпорядков и способов их запоминания, а также их общий смысл (Soil Survey Staff, 1967).

ТАБЛИЦА 35

Словообразовательные элементы в названиях порядков

Название порядков	Словообразовательный элемент в названии порядка	Происхождение словообразовательного элемента	Способ запоминания словообразовательного элемента
Vertisol	ert	Лат. *verto* — поворачивать	in*vert* — искажать
Ehtisol	eht	слог	re*cent* — недавний
Inceptisol	ept	Лат. *inceptum* — начало	in*cept*ion — начало
Aridisol	id	Лат. *aridus* — сухой	ar*id* — аридный
Spodosol	od	Греч. *spodos* — лесная зола	Подзол, *od*d — странный
Ultisol	ult	Лат. *ultimus* — последний	*ult*imate — предельный
Mollisol	oll	Лат. *mollis* — мягкий	*moll*ify — смягчать
Alfisol	alf	слог	Ped*alf*er
Oxisol	ox	Франц. *oxide* — окисел	*ox*ide — окисел
Histosol	ist	Греч. *histos* — ткань	*hist*ology — гистолог

ТАБЛИЦА 36

Словообразовательные элементы в названиях подпорядков (Soil Surwey Staff, 1967)

Словообразовательный элемент	Происхождение словообразовательного элемента	Запоминание	Значение словообразовательного элемента
alb	Лат. *albus* — белый	*alb*ino	Присутствие белого (выщелоченного элювиального) горизонта
and	Измененное *ando*	*and*o	Похожий на андосоль
aqu	Лат. *aqua* — вода	*aqu*arium	Свойства, связанные с переувлажнением
ar	Лат. *arare* — пахать	*ar*able	Перемешанные горизонты
arg	Измененное от горизонта *argillic*, лат. *argilla* — белая глина	*arg*illite	Присутствие горизонта аржиллик (горизонт с иллювиальной глиной)
bor	Греч. *boreas* — северный	*bor*eal	Холодный

Продолжение

Словообразовательный элемент	Происхождение словообразовательного элемента	Запоминание	Значение словообразовательного элемента
ferr	Лат. *ferrum* — железо	*ferr*uginous	С присутствием железа
fibr	Лат. *fibra* — волокно	*fibr*ous	Последние стадии разложения
fluv	Лат. *fluvius* — река	*fluv*ial	Аллювиальные равнины
hem	Греч. *hemi* — полу	*hemi*sphere	Промежуточные стадии
hum	Лат. *humus* — земля	*hum*us	Присутствие органического вещества
lept	Греч. *leptos* — тонкий	*lept*ometer	Маломощный горизонт
ochr	Греч. *ochros* — бледный	*och*er	Присутствие эпипедона охрик (светлоокрашенного поверхностного горизонта)
orth	Греч. *orthos* — истинный	*orth*ophonic	Обычные
plag	От нем. *plaggen* — дерн		Присутствие эпипедона плагген
psamm	Греч. *psammos* — песок	*psamm*ite	Песчаный механический состав
rend	От Rendzina	*Rend*zina	Похожий на рендзину
sapr	Греч. *sapros* — гнилой	*sapr*ophyte	Наиболее далеко зашедшее разложение
torr	Лат. *torridus* — жаркий и сухой	*torr*id	Обычно сухой
trop	От греч. *tropikos*	*trop*ical	Постоянно теплый
ud	Лат. *udus* — влажный	*ud*ometer	Влажных климатов
umbr	Лат. *umbra* — тень	*umbr*ella	Присутствие эпипедона умбрик (темноокрашенная поверхность)
ust	Лат. *ustus* — горелый	*combust*ion	Сухие климаты с жарким летом
xer	Греч. *xeros* — сухой	*xer*ophyte	Ежегодный сухой сезон

ТАБЛИЦА 37

Словообразующие элементы больших групп

Словообразовательный элемент	Происхождение словообразовательного элемента	Запоминание	Значение словообразовательного элемента
acr	От греч. *akros* — конный	*acr*olith	Крайне сильное выветривание
agr	Лат. *ager* — поле	*agr*iculture	Агрик горизонт
alb	Лат. *albus* — белый	*alb*ino	Белесый горизонт

Продолжение

Словообразовательный элемент	Происхождение словообразовательного элемента	Запоминание	Значение словообразовательного элемента
and	От *Ando*	*Ando*	Горизонт, похожий на андосоль
anthr	Греч. *antropos* — человек	*anthr*opology	Эпипедон антропик
aqu	Лат. *aqua* — вода	*aqua*rium	Свойства, связанные с переувлажнением
arg	От горизонта аржиллик лат. *argilla* — белая глина	*arg*illite	Аржиллик горизонт
calc	Лат. *calcis* — известь	*cal*cium	Кальцик горизонт
camb	Лат. *cambiare* — менять	change	Камбик горизонт
chrom	Греч. *chroma* — цвет	*chroma*	Сильно окрашенный
cry	Греч. *kryos* — холод	*cry*stal	Холодный
dur	Лат. *durus* — твердый	*dur*able	Дурипэн
dystr, dys	От греч. *dys* — плохой или *dystrophic* — неплодородный	*dystr*ophic	Низкая степень насыщенности
eutr, eu	От греч. *eu* — хороший *eutrophic* — плодородный	*eutr*ophic	Высокая степень насыщенности
ferr	От лат. *ferrum* — железо	*ferric*	Присутствие железа
frag	От лат. *fragilis* —хрупкий	*frag*ile	Присутствие фраджипэна
fragloss	Соединение *fra*(*g*) и *gloss*		См. значение *frag* и *gloss*
gibbs	От *gibbsite*	*gibb*site	Присутствие гиббсита
gloss	Греч. *glossa* — язык	*gloss*ary	Языковатый
hal	Греч. *hals* — соль	*hal*ophyte	Засоленный
hapl	Греч. *haplous* — простой	*hapl*oid	Маломощный горизонт
hum	Лат. *humus* — почва	*humus*	Присутствие гумуса
hydr	Греч. *hydro* — вода	*hydr*ophobia	Присутствие воды
hyp	Греч *hypnon* — мох	*hyp*num	Присутствие гипновых мхов
luo, lu	Греч. *louo* — мыть	ab*lu*tion	Иллювиальный
moll	Лат. *mollis* — мягкий	*moll*ify	Присутствие эпипедона моллик
nadur	Сочетание *na(tr)*— под и *dur* — над		
natr	От *natrium* — натрий		Присутствие горизонта натрик
ochr	Греч. *ochros* — бледный	*ochrer*	Присутствие эпипедона охрик (светлоокрашенного верхнего горизонта)
pale	Греч. *paleos* — древний	*pale*osol	Древняя эволюция почвы

Продолжение

Словообразовательный элемент	Происхождение словообразовательного элемента	Запоминание	Значение словообразовательного элемента
pell	Греч. *pellos* — dusky		Слабо окрашенный
plac	Греч. *plax* — плоский камень		Присутствие тонкой плотной прослойки
plag	От нем. *plaggen* — дерн		Присутствие горизонта плагген
plinth	От греч. *plinthos* — кирпич		Присутствие плинтита
quartz	От *quartz*	*quartz*	Высокое содержание кварца
rend	*Rendzina*	*rend*zina	Похожий на рендзину
rhod	*rhodon*	*rhod*odendron	Темно-красный цвет
sal	От лат. *sal* — соль	*sal*ine	Присутствие горизонта салик
sider	Греч. *sideros* — железо	*sider*ite	Присуствие свободных окислов железа
sombr	Франц. *sombre*—темный	*somb*er	Темный горизонт
sphagno	Греч. *sphagnos* — болото	*sphagn*um	Присутствие мха сфагнума
torr	Лат. *torridus* — сухой и жаркий	*torr*id	Обычно сухой
trop	От греч. *tropikos*	*trop*ical	Постоянно теплый
ud	Лат. *udus* — влажный	*ud*ometre	Влажный климат
umbr	От лат. *umbra* — тень	*umbr*ella	Присутствие эпипедона умбрик
ust	От лат. *ustus* — горелый	comb*ust*ion	Сухой климат, обычно с жарким летом
verm	От лат. *vermes* — червяк	*verm*iform	«Червивый», или перерытый животными
vitr	Лат. *vitrum* — стекло	*vitr*eous	Присутствие стекла
xer	Греч. *xeros* — сухой	*xer*ophyte	Ежегодный сухой сезон

Таким же образом в табл. 37 перечислены словообразовательные элементы больших почвенных групп, по которым легко определить принадлежность таксонов более низкого уровня к той или иной большой группе.

Все выделяемые в настоящее время большие группы перечислены по своему словообразованию в табл. 38. Таблицу можно использовать для того, чтобы назвать почву на любом таксономическом уровне, включая большие группы. Взяв слог из вертикальной колонки как первую часть слова (словообразовательный элемент большой группы), следует добавить словообразовательный элемент подпорядка, располагающийся в заголовках над каждой вертикальной колонкой. Слово завершается слогом, указывающим на порядок, который можно найти

Словообразовательные элементы больших групп по подпорядкам

Словообразовательный элемент порядка	Словообразовательный эле							
	альб	анд	акв	арг	бор	фибр	флюф	гум
ерт (вертисоль)								
энт (энтисоль)			гидр кри троп гапл				крио торри усти ксеро уди тропо	
ept (инсептисоль)		кри дур гидр эутр дистр витр	кри плак анд троп фраджи гал гум гапл					
ид (аридисоль)				надур дур натр пале гапл				
од (сподосоль)			фраджи кри дур плак троп гапл сидер				плако тропо фраджи крио гапло	
ульт (ультисоль)			плинт фраджи троп охр умбр пале					пале тропо гапло

ТАБЛИЦА 38

(вертикальные столбы) и порядкам (горизонтальные ряды)

мент подпорядка

хем	охр	орт	псамм	сапр	троп	уд	умбр	уст	ксер
						пелл хром		лели хром	пелл хром
		кри торри уст ксер уд троп	крио кварци торри усти ксеро уди						
	фраджи дур кри уст ксер эутр дист				ус (т) эу (тр) дис (тр) гуми		антр фраджи кри гапл ксер		
		дур сале пале кальци камб							
		плак фраджи кри гапл							
						фраджи плинт пале род троп гапл		плинт пале род троп гапл	пале гапло

Словообразовательный элемент порядка	Словообразовательный эле							
	альб	анд	акв	арг	бор	фибр	флюф	гум
олл (молли-соль)	натр арг		кри дур натр кальци арг гапл			пале крио натри арг верни кальци гапло		
альф (аль-фисоль)			натр троп фраджи глосс альб охр умбр			пале фраджи натри крио эутро глоссо		
окс (окси-соль)			гиббси плинт охр умбр					сомбри гиббси гапло акро
ист (гисто-соль)							крио сфагно боро меди люви	

в левой колонке. В качестве примера попытаемся назвать почву с фраджипэном, которая на основании особенностей режима влажности относится к подпорядку «уд», а на основании наличия в ней горизонта аржиллик и малой насыщенности относится к порядку ультисолей. Соединив все вместе, мы получим название «фраджудульт». Рассмотренная таблица является также полезным справочным материалом по всем установленным в настоящее время подпорядкам и большим группам (1970).

Подгруппы обозначаются двойными названиями, то есть они состоят из названия большой группы в качестве существительного и прилагательного, указывающего на наиболее важ-

Продолжение

мент подпорядка

хем	охр	орт	псамм	сапр	троп	уд	умбр	уст	ксер
						пале арги верми гапл		дур натр кальци пале арги верм гапл	дури натри кальци пале арги гапло
						агр фраджи натр троп ферр пале гапл		плинт дур натр пале род гапл	плинто дури натри родо пале гапло
		гиббси акр эутр умбри гапл						акр эутр гапл	
крио боро тропо меди люви				крио боро тропо меди					

ное свойство почвы подгруппы. Подгруппа «типик» определяется как таксон, дающий представление о «центральной концепции» большой группы. В этом случае прилагательное «типик» становится частью названия подгруппы (Smith, 1968). Остальные выделы называются по имени той большой группы, признаки которой обнаруживаются в данном выделе, являющемся переходным. Некоторые выделы имеют одно или несколько свойств, нетипичных для их собственной большой группы, а также и для других, то есть такие выделы не являются переходными. В этих случаях вводится прилагательное, определяющее это необычное свойство. Существуют специальные правила вы-

бора определений для подгрупп, переходных к другим порядкам, но мы их здесь рассматривать не будем (Soil Survey Staff, 1967). В качестве примера представим себе, что имеем дело с палеудультом, хорошо отражающим основные свойства большой группы. Назовем такую почву «типик палеудульт». Предположим теперь, что мы столкнулись с почвой той же большой группы, но в которой начинается формирование плинтита. Такую почву мы назовем «плинитик палеудульт».

Теперь о номенклатуре семейств. Как указано в табл. 33, критерии для выделения семейств обычно бывают трех видов: группы механического состава, классы минералогического состава и выделы по температуре почвы [1]. Соответствующие названия классов для каждого из трех типов критериев представляют собой прилагательные, следующие за двойными названи-

ТАБЛИЦА 39

Названия порядков почв в классификационной системе США и соответствие их большим группам классификации 1938 г. (Soil Survey Staff, 1960) *

Порядок *	Приблизительные большие группы (по классификации Болдуина, Келлога и Торпа)
Энтисоли	Азональные почвы и некоторые гумусово-глеевые почвы
Вертисоли	Грумосоли
Инсептисоли	Вулканические, кислые бурые, некоторые бурые лесные, некоторые гумусово-глеевые
Аридисоли	Пустынные, красновато-пустынные сероземы, солончаки, некоторые бурые и красновато-бурые и ассоциация солонцов
Моллисоли	Каштановые, черноземы, бруниземы, рендзины, некоторые бурые, бурые лесные и связанные с ними гумусово-глеевые почвы и солонцы
Сподосоли	Подзолы, бурые подзолистые почвы, грунтоводные подзолы
Альфисоли	Серо-бурые оподзоленные, серые лесные почвы, бескарбонатные бурые почвы, деградированные черноземы и связанные с ними планосоли и некоторые полуболотные почвы
Ультисоли	Красно-желтые подзолистые почвы, красновато-бурые латеритные почвы и связанные с ними планосоли и полуболотные почвы
Оксисоли	Латеритные почвы, латосоли
Гистосоли	Болотные почвы

* Эта таблица очень ярко отражает различия между американскими классификациями почв 1938 и 1960 гг. — генетичность первой и формальность второй. — *Прим. ред.*

[1] Столь различные критерии для выделения семейств показывают разнородность их генетической природы. — *Прим. ред.*

ями подгрупп и выделяемые запятыми. Например, мы рассматриваем типик гаплудульт, богатый глиной преимущественно каолинитового состава, который находится в штате Северная Каролина в поясе высоких почвенных температур. Такую почву мы называем «типик гаплудульт» — глинистая, каолинитовая, термическая.

Свойства и отличительные признаки порядков. Десять таксонов порядков сменили прежние зональные, азональные и интразональные порядки системы 1938—1949 гг., по объему понятий они приблизительно соответствуют подпорядкам старой классификации (Smith, 1968). Перечень десяти порядков и корреляции их с большими группами старой системы представлены в табл. 39.

Главные свойства каждого порядка и входящих в него подпорядков и больших групп излагаются в последующих главах.

Численная классификация почв. Представление о непрерывности вселенной, обсуждаемое, например, Уайтхедом (глава 1), вызвало ряд попыток расположить почвенные таксоны на числовой основе. Хоул и Хиронака (Hole, Hironaka, 1960) последовали примеру ботаников-экологов Висконсинского университета и применили простой метод ординат к семейству и катенам майами и к 25 наиболее характерным почвам мира, описанным в Седьмом приближении (Soil Survey Staff, 1960). Они построили трехмерную модель, приближающуюся к их многомерному объекту. Электронные компьютеры дали возможность развить новую, или численную, таксономию, определенную Снитом и Сокалом (Sneath, Sokal, 1962) следующим образом: «Численная оценка близости или сходства таксономических единиц и организация их в таксоны на основании этого сходства».

Численная таксономия основывается на адансонских принципах (Sneath, Sokal, 1962) в большей степени, чем на линнеевских. Эти два подхода сравниваются следующим образом.

Некоторые недостатки и проблемы численной таксономии были рассмотрены Симпсоном (Simpson, 1964). Кратко изложим их:

1. Измерение только сходных признаков влечет огромную потерю информации.

2. Выбор, измерение и кодирование многих характеристик чрезвычайно субъективно.

3. Многие различные характеристики должны войти в таксономическую классификацию. Можно ли все их ввести в компьютер?

Успехи численной классификации почв подтверждают идею Уайтхеда (Whitehead, 1925): «Классификация необходима. Но

ТАБЛИЦА 40

Принципы классификации

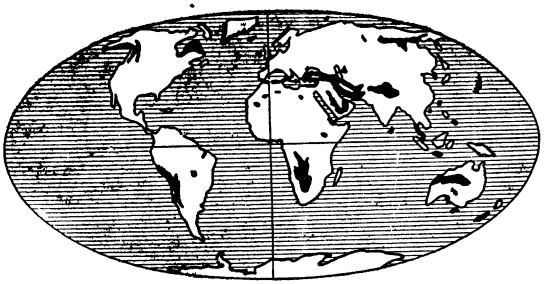
Адансонские	Линнеевские
1. Идеальная природная классификация содержит принципы с максимальным объемом информации	1. Определенные категории понятий не включают переходные понятия
2. Каждый природный признак имеет одинаковое значение в классификации	2. Лучший метод классификации — определить сущность объекта и подразделить его по видоизменениям этой сущности
3. Сходство является функцией соотношения количества общих признаков	3. Наиболее важными в классификационном отношении являются физиологические свойства (особенно для растений и животных)
4. Сходство не зависит от филогении (эволюции видов или генетической теории)	4. Виды являются основными компонентами более высоких рангов

если вы не можете перейти от классификации к математике, ваши рассуждения не многого стоят». Другим преимуществом использования компьютера в почвенной классификации является возможность хранения данных в течение долгого времени и их накопление. С точки зрения популярности логика Аристотеля отставала от развития биологических и физических наук не только в средние века, но и сейчас. Дарвиновская теория эволюции, линнеевская классификация организмов и почвенные классификации до последнего времени не имели связи с математикой (Bidwell, Hole, 1964). Новая таксономия, напротив, имеет подлинно количественную основу.

Таксономические дендрограммы можно построить исходя из признаков сходства с использованием счетной машины. Саркар, Бидвелл и Маркус (Sarkar, Bidwell, Marcus, 1966) пользовались компьютером для тщательного отбора свойств для почвенной классификации. Арклей (Arkley, 1968) оценивал факторы и переменные по их общности с другими свойствами, используя аккумулятивный анализ. Йенни, Салем и Уоллис (Jenny, Salem, Wallis, 1968) предложили первую количественную оценку общего состояния уравнения факторов в генезисе почв. Они выяснили, что некоторые свойства почв (в том числе урожайность культуры в вегетационных опытах) коррелируют с состоянием

факторов местообитания, где были взяты образцы независимо от существования палеопочвенных признаков.

Хотя численная таксономия почв находится еще в младенческом состоянии, можно надеяться, что благодаря доступности высокоскоростных компьютеров и растущему интересу к количественному представлению почвенных данных работы в этом направлении будут успешно развиваться.



ГЛАВА 15

ЭНТИСОЛИ: НЕДАВНО СФОРМИРОВАВШИЕСЯ ПОЧВЫ

Энтисоли объединяют почвы с очень слабым развитием — в них успел сформироваться только эпипедон охрик или какой-либо созданный человеком горизонт.

Любопытно, что эволюционный ряд почв от обнаженной породы до хорошо развитой почвы отражается ростом представлений о почве как о компоненте ландшафта в картинах западных художников. Американский почвовед Йенни (Jenny, 1968) обратил внимание на то, что художники XIV века рисовали лишь голые скалы. Художники последующих поколений рисовали растения на скалах, а недавно стали рисовать и почву (с горизонтами) под растениями. Мы обратили внимание в этой главе на начальные, простейшие почвы этого ряда, понимая при этом, что ни одна из них не является на самом деле простой.

Общие особенности и экология. Развитие почвенных горизонтов в переувлажненных почвах, аллювиальных насосах, на скалистых высокогорьях и различных рыхлых отложениях — селях и лёссовых — определяется серией важнейших лимитирующих факторов. Распространение энтисолей показывает роль многих факторов, причем наиболее важными из них, действующими поодиночке или в комплексах, являются следующие:

1. Сухие климаты и микроклиматы, теплые или холодные, ограничивают передвижение влаги в почвах и их биологическую активность. Такие условия создаются в арктических, субарктических, антарктических, умеренных и тропических пустынных зонах.

2. Разрушение почвенного материала в результате различных видов эрозии, протекающей быстрее, чем образование почвенных горизонтов. Этому процессу способствуют крутые склоны. Солифлюкция или оползни начинают развиваться при уклонах около 2%.

3. Накопление нового материала на поверхности почвы протекает быстрее, чем его ассимиляция при процессах почвообразования. Такие процессы характерны для речных пойм (Ricken, Poetsch, 1960), дельт, подножий склонов, земель вокруг вулканов, областей аккумуляции лёссов и дюнных песков, приморских территорий вокруг лагун и эстуариев. Исчезновение растительности, естественное или в результате деятельности человека, ускоряет эрозию и задерживает аккумуляцию.

4. Иммобилизация почвенной плазмы в инертных отложениях, например в сильнокарбонатных или кремнеземистых, замедляющих иллювиальную дифференциацию профиля.

5. Исключительная устойчивость к выветриванию (почвенная инерция) некоторых исходных пород, например кварцитов, сильно задерживает дифференциацию профиля.

6. Бесплодность и токсичность некоторых исходных рядов почв для растений ограничивает биогенную дифференциацию профиля. В бесплодных серпентинах энтисоли приурочены к выходам пород и являются литогенными вариантами других порядков.

7. Насыщение почвы водой или даже ее затопление затрудняет развитие горизонтов профиля.

8. Кратковременность пребывания начального материала под воздействием активных почвообразователей ограничивает развитие горизонтов. Свежие лавовые потоки, обнажившиеся озерные или морские террасы, лавинные и оползневые отложения представляют собой место развития очень молодых почв, о чем уже говорилось в пункте 3. Действие человека, например, срезание земли бульдозером и другими машинами, выводит на поверхность свежий геологический субстрат, подвергающийся воздействию активных почвообразователей.

9. Резкое изменение биологического фактора вызывает развитие нового почвенного профиля на старом, превратившемся в материнскую породу для новой почвы. Например, человек может заменить ассоциацию, способствующую образованию подзола, на другую, не способствующую ему. Если заменить леса из хемлока осиновыми с орляком, начнется деградация горизонта сподик и почва из сподосоли превратится в энтисоль в течение менее чем ста лет.

На мировой почвенной карте энтисоли показаны в горных, пустынных и песчаных районах; они занимают примерно 20% площади суши. Тедроу (Tedrow, 1968) были описаны влажные минеральные почвы (аквент) в сочетании с аридисолями в пустынных полярных районах Гренландии. Тедроу и Уголайни (Tedrow, Ugolini, 1966) наблюдали проторанкеры и почвы птичьих базаров (орнитогенные почвы) — ортент — в сочетании

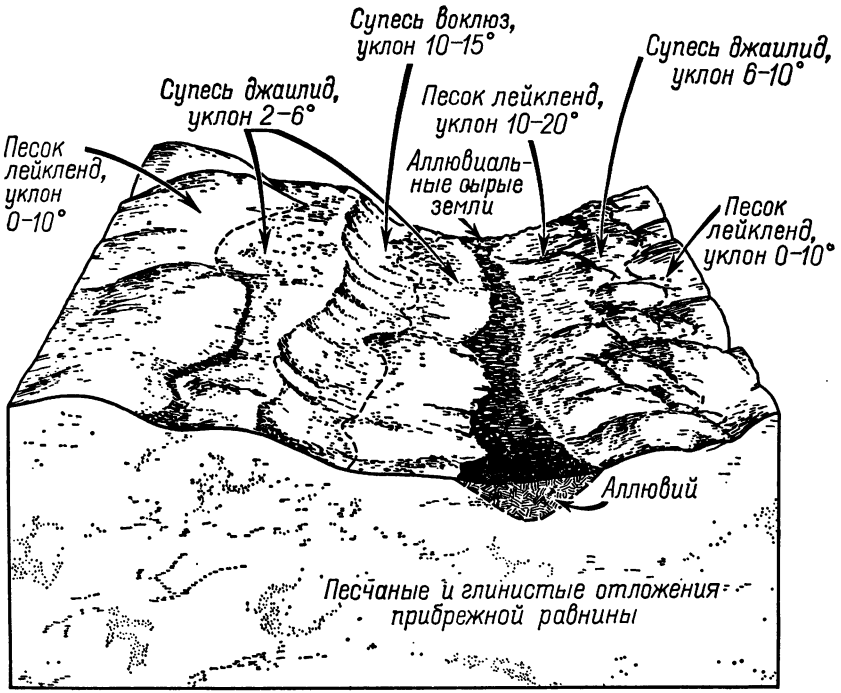


Рис. 26. Блок-диаграмма почвенных ландшафтов; графство Скотленд в южно-центральной части штата Северная Каролина (Horton, 1967).

с холодными антарктическими пустынными почвами. Почвы на влажных песках (аквент) отмечались Рикертом и Тедроу (Rickert, Tedrow, 1967) среди песчаных дюн (с почвами псаммент) на Аляске.

Тополитокатены энтисолей встречаются в поймах рек, причем по механическому составу они варьируют от песчаных почв (псаммент) островов, пляжей и речных берегов до почв более тяжелого механического состава (флювент) на береговых валах и сырых пылеватых влажных почвах старичных понижений — аквент. Из 590 млн. га аллювиальных почв мира (определенных в соответствии с классификацией 1938 г.), по подсчетам Келлога и Орвидаля (Kellog, Orvedal, 1969), поддерживающих существование около $^1/_4$ населения Земли, по-видимому, меньше половины представлены энтисолями, остальные — вертисолями, моллисолями и инсептисолями.

Природа почвообразовательных процессов. Мы рассматривали раньше не столько сами процессы в энтисолях, сколько

факторы, ограничивающие их развитие, и может показаться, что эти процессы в них отсутствуют. Например, окисление исключается в насыщенных или затопленных почвах, криотурбации — в почвах, в которых нет промерзания, образование кутанов исключается в песчаных почвах, где нет плазмы. В этом смысле энтисоли не отличаются от почв других порядков.

Весь набор почвообразовательных процессов, перечисленных в табл. 3, обычно в той или иной степени может иметь место в энтисолях всего мира. Но их влияние не настолько сильно, чтобы могли образоваться какие-либо диагностические горизонты, позволяющие отнести почву к другому порядку. Например, меланизация обычно в какой-то степени имеет место в энтисолях, однако почвы с горизонтом моллик исключаются из порядка энтисолей самим их определением. Перемешивание диагностических горизонтов при обработке почвы может привести к образованию профилей совсем без диагностических горизонтов. Такова основа для выделения подпорядка арент. В профилях многих энтисолей, образовавшихся в результате аккумуляции материала, встречаются погребенные эпипедоны охрик. Некоторые литогенные энтисоли (в частности, ортент) являются неустойчивыми почвами, в которых эрозия препятствует дифференциации профиля. Как таковые, они могут быть устойчивыми почвами, находящимися в равновесии со средой (Whittaker et al., 1968), и представлять собой один из нескольких вариантов сообществ климаксных почв, образующих почвенный ландшафт данного района [1].

Использование. Энтисоли создают различные проблемы при их освоении в различных странах мира. Водная, ветровая эрозия и оползни играют большую роль в холмистых районах, на крутых склонах и в горах, где сток и инфильтрация происходят быстро. В скалистых местностях с плотными кристаллическими породами или сланцами, а также там, где развиты песчаные почвы, трудности освоения почв на них различны. Затопление и аккумуляция материала препятствуют освоению земель на затопляемых поймах и равнинах. Граница возможных паводков является одновременно границей некоторых аллювиальных и

[1] Объединение всех слаборазвитых почв в один «порядок» (энтисоли), конечно, возможно, но оно «антигенетично», так как: а) объединяет почвенные образования, слаборазвитые вследствие очень разных причин (см. «Общие особенности» и «Экология»); б) отличаются друг от друга хотя и слабым, но все же проявлением совершенно различных почвообразовательных процессов (например, дернового и глеевого в аллювиальных почвах; дернового и подзолистого в песчаных почвах и т. д.). В силу этого использование таких почвенных образований достаточно разнообразно. В советской систематике почв, на основании всего сказанного, слаборазвитые почвы рассматриваются в качестве особых подразделений более зрелых почв. — *Прим. ред.*

Рис. 27. Диаграмма некоторых зависимостей между подпорядками энтисолей.

прибрежных почв, в том числе энтисолей. Осушение переувлажненных почв нередко производится и в ареалах почв аквент, некоторые из которых, например «кошачьи глины», становятся чрезвычайно кислыми в результате окисления сульфидов при осушении.

Неприветливые, суровые места с энтисолями и встречающимися вместе с ними скальными выходами и солончаками могут быть прекрасно использованы в качестве заповедников или в крайнем случае как места, представляющие определенную эстетическую ценность. Почвенные ландшафты с почвами псаммент, аквент и удульт, изображенные на рис. 26, покрыты лесом и сохранены как заповедник (Horton, 1967). Во многих странах проводятся военные учения на энтисолях. В субгумидных, семиаридных и аридных районах энтисоли широко используются для животноводства, например Песчаные Холмы в Небраске. В арктических районах стада диких оленей карибу пасутся также в основном на энтисолях.

Миллионы людей существуют за счет плодородных и легких в обработке энтисолей, развитых на аллювии и береговых отложениях в комплексе с почвами других порядков. Энтисоли, образовавшиеся в результате аккумуляции плодородных наносов, высоко ценятся в районах земного шара, где еще существует примитивное земледелие, поскольку они не требуют внесения удобрений. Паводки несколько ограничивают возможности сельскохозяйственного использования таких почв, если не строить дамб и плотин. Последние меняют уровень грунтовых вод, который может сильно повлиять на производительность

почвы и даже ее классификационное положение. На наиболее плодородных энтисолях выращивают люцерну, а на наиболее бедных, например на псаммен тах во Флориде, — цитрусовые, на литогенных пылеватых «мергелистых» ортентах — овощи. Рисовые поля и другие виды земледелия, требующие постоянного контроля над уровнем грунтовых вод, обычно связаны с водноаккумулятивными формами энтисолей — флювентами. Основной трудностью при их освоении является характер слоистости, связанный с различной силы паводками и требующий особенно внимательного отношения при картографировании.

Классификация. Эпипедон охрик является отличительным признаком, отделяющим энтисоли от исходной породы. В нем могут присутствовать солевые или железистые новообразования, но обычно они прослеживаются на глубине свыше одного метра. На рис. 27 представлены пять подпорядков и показаны связи между факторами и некоторыми свойствами почв. Приводим краткую характеристику подпорядков.

1. Аквенты — постоянно или периодически переувлажненные (насыщенные водой) почвы; даже в случаях искусственного дренажа в них обнаруживаются голубоватые или серые (глеевые) тона окраски.

2. Аренты — энтисоли с лучшим дренажем, чем аквенты (без оглеения и пятнистости), с остатками диагностических горизонтов ниже горизонта Ап. Сильное перемешивание глубоких горизонтов связано с редкой, глубокой вспашкой, не настолько, однако, интенсивной, чтобы мог образоваться однородный мощный горизонт Ап.

3. Флювенты — суглинистые и глинистые аллювиальные почвы с очень простыми профилями. Характерно неоднородное распределение гумуса по профилю и слоистость.

4. Ортенты — суглинистые и глинистые энтисоли (лучше дренированные, чем аквенты), с постоянным уменьшением содержания гумуса с глубиной.

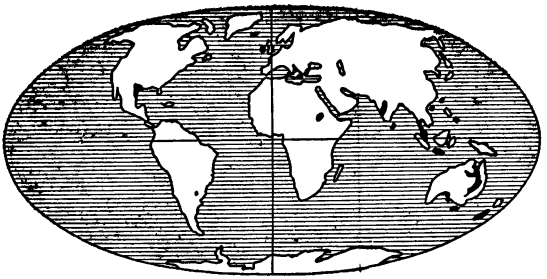
5. Псамменты — отличаются супесчаным или более грубым механическим составом и лучшим дренажем, чем аквенты.

Каждый подпорядок, за исключением арентов, разделяется на 23 большие группы (табл. 41) по следующим признакам: среднегодовая температура почв и амплитуды сезонных колебаний, опесчаненность и содержание кварца, наличие сухого периода в почве продолжительностью свыше двух месяцев, низкая продуктивность (Soil Survey Staff, 1967).

ТАБЛИЦА 41

Подпорядки и большие группы в порядке энтисолей

Подпорядок	Большие группы
Аквенты	Гидраквенты — рыхлые, малоплодородные; содержание N ниже 0,5. В горизонте At 20—50 см содержание глины превышает 8%, а органического вещества — 3%. Криаквенты — среднегодовая температура почвы ниже 8° С, а средняя летняя температура ниже 15° С на глубине 50 см или более в случае контакта с породой Тропаквенты — различие в средних температурах почвы зимой и летом не превышает 5° на глубине 50 см Псаммаквенты — пески и супеси Гаплаквенты — нет диагностических признаков других аквентов
Псамменты	Криопсамменты — холодные почвы (см. криаквенты) Кварципсамменты — более 95% песка состоят из кварца, циркона, турмалина, рутила и других устойчивых минералов Торрипсамменты — большую часть года сухие почвы в верхних 18—50 см Устипсамменты — обычно влажные почвы, но сильно иссушаются на длительное время (см. устифлювенты). Ксероп самменты — почвы сухие в течение долгого времени (см. ксерофлювенты) Удипсамменты — обычно влажные почвы (см. удифлювенты)
Флювенты	Криофлювенты — холодные почвы (см. криаквенты). Торрифлювенты — большую часть года сухие до глубины 18—50 см Устифлювенты — обычно влажные почвы, но в некоторые годы высыхают дольше, чем на 90 дней в году, до глубины 18—50 см и более чем на 60 дней подряд в 7 лет из 10-ти в той же толще Ксерофлювенты — обычно влажные почвы, просыхающие дольше чем в течение 60 дней подряд в течение 7 лет из 10-ти в толще 18—50 см в «средиземноморском климате» Удифлювенты — обычно влажные почвы с сезонной амплитудой температур не выше 5° С на 50 см Тропофлювенты — с незначительными сезонными амплитудами температур (см. тропоаквенты)
Ортенты	Криортенты — холодные почвы (см. криаквенты). Торриортенты — обычно сухие почвы (см. торрифлювенты) Устортенты — обычно влажные, с сухим периодом (см. устифлювенты) Ксерортенты— обычно влажные, с продолжительным сухим периодом (см. ксерофлювенты) Удортенты — обычно влажные почвы (см. удифлювенты) Тропортенты — почвы с незначительными сезонными амплитудами температур (см. тропаквенты)
Аренты	Не выделяются



ГЛАВА 16

ВЕРТИСОЛИ: РАЗБУХАЮЩИЕ И УСЫХАЮЩИЕ ТЕМНЫЕ ГЛИНИСТЫЕ ПОЧВЫ

Около 2 350 000 кв. км темных глинистых почв распределены по всем континентам, за исключением Антарктиды (Dudal, 1963), главным образом между 45° с. ш. и 45° ю. ш. Огромные территории, занятые этими почвами, характерны для Австралии, Индии (Деканское плоскогорье), Судана, Чада, Ганы, Кубы, Пуэрто-Рико и Тайваня (Hagenzieker, 1964). Удерты (грумосоли) были недавно обнаружены и в Уругвае (Troeh, 1969).

В США вертисоли наиболее распространены в штате Техас, где черные хьюстонские глины были описаны как грумосоль (Templin, Mowery, Kunze, 1956). В западных штатах вертисоли занимают площадь более 7 млн. акров (Johnson, Cady, James, 1962; Western Regional Soil Survey Work Group, 1964), встречаясь обычно в тех районах, где среднее годовое количество осадков составляет 254—1000 мм, среднегодовая температура достигает 4—18° С, а высоты колеблются в пределах 90—2250 м над уровнем моря. По данным Голсуорса, Робертсона и Гиббонса (Hallsworth, Robertson, Gibbons, 1955), в Новом Южном Уэльсе «гильгай» встречаются и при суммах осадков 180—1520 мм в год [1].

Экология. Единственной необычайной характерной чертой условий среды, в которых развиваются вертисоли, является сезонное иссушение почвенного профиля. Причем, хотя сухой сезон и является непременным условием формирования вертисолей, продолжительность его сильно варьирует. Средние климатические условия ареалов вертисолей можно себе представить как

[1] Авторы не упоминают в составе этих почв смолниц Болгарии и Югославии, а также так называемых слитых черноземов на Северном Кавказе. — *Прим. ред.*

условия муссонного переменно-влажного климата (см. рис. 28). Наиболее аридные из вертисолей промачиваются лишь в течение одного или двух месяцев, оставаясь сухими остальное время. На другом конце ряда вертисолей располагаются влажные вертисоли с иссушением профиля, продолжающимся всего несколько недель, причем иногда несколько раз в течение года.

Для материнских пород вертисолей характерна щелочная реакция. Они могут быть представлены карбонатными осадочными породами, основными изверженными породами, базальтами, вулканическими пеплами и их дериватами. Саймонсон (Simonson, 1954) обобщил имеющиеся данные по регурам (вертисолям) Индии. Он отмечает следующие характерные свойства этих почв; профильные колебания величин pH в пределах 7,2—8,5; низкое содержание органического вещества с содержанием карбонатов 0,5—8%. Чаще всего регуры встречаются на

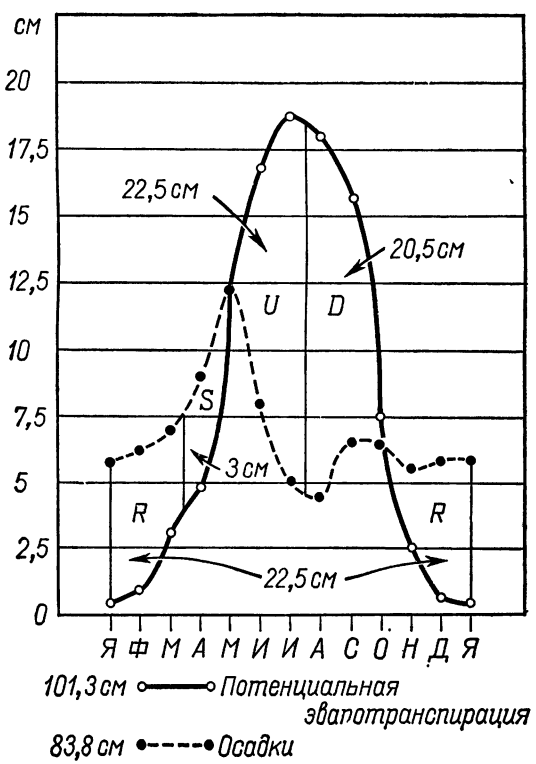


Рис. 28. Среднегодовой баланс влаги в почвах района Феррис, штат Техас.

Буквенные обозначения на рисунке см. гл. 10 (стр. 170).

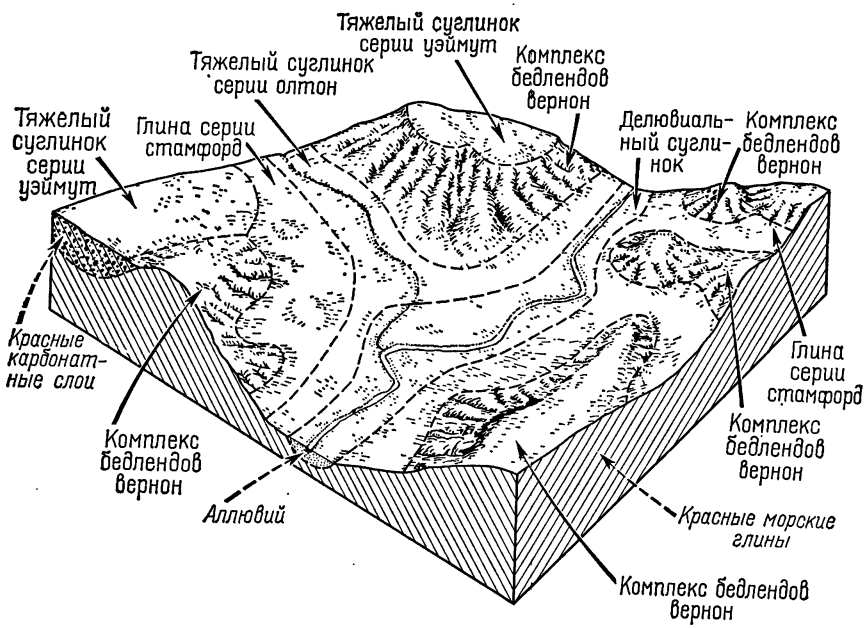


Рис. 29. Блок-диаграмма почвенных ландшафтов в графстве Раннелс; центральная часть штата Техас (Wiedenfold, Barnhill, Novosad, 1970).

склонах крутизной от 1 до 8%. На более крутых склонах вертисоли местами были обнаружены, но в целом для холмистых территорий они не характерны.

В половине ареалов вертисолей наблюдается своеобразный микрорельеф (Thorp, 1957), называемый «гильгай», «норы крабов» или полигональный рельеф. Рисунок микрорельефа «гильгай» может быть сетчатым, дендровидным или волнистым в зависимости от протяженности депрессий (Hagenzieker, 1963). Австралийскими почвоведами (Hallsworth, Robertson, Gibbons, 1955) описаны шесть типов «гильгайного микрорельефа»: нормальный, сетчатый, волнистый, прямоугольный, каменистый и арбузовидный.

Природа процессов в почвенном профиле. В формировании вертисолей участвует несколько процессов, но среди них хотелось бы особо выделить гаплоидизацию, возникающую в результате глинистых педотурбаций. Рассматривая развитие вертисолей, не следует забывать и о высоком содержании в них глины с преобладанием разбухающих минералов типа 2:1. Присутствие необходимого по определению (>35%) количества

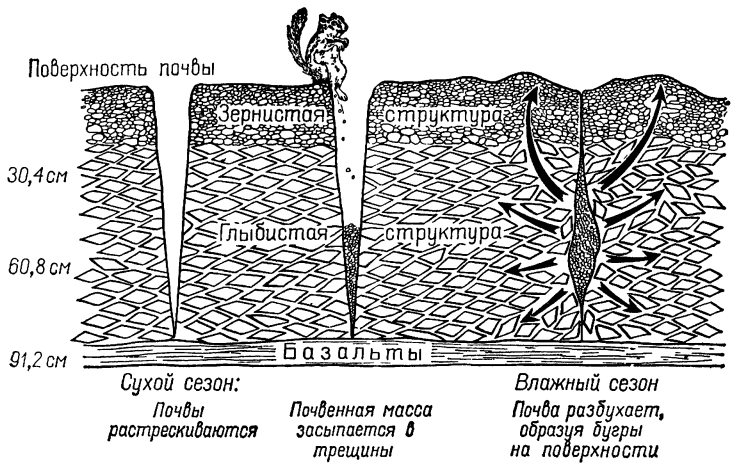


Рис. 30. Схема циклов увлажнения — иссушения в вертисолях.

глины нетрудно объяснить, когда речь идет о почвах на карбонатных и морских глинах и о глинистых сланцах (рис. 29)[1]. При формировании вертисолей на базальтах выветривание должно быть чрезвычайно интенсивным и протекать в таких условиях, что образующиеся глины типа 2:1 с разбухающей решеткой оказываются устойчивыми, не подвергающимися дальнейшему разрушению. После того как в почвенном профиле образовалось необходимое количество глины с определенной долей разбухающих минералов, процессы развиваются следующим образом (рис. 30). В течение сухого сезона в результате сжатия глин типа 2:1 в почве между широкими и глубокими (до 1 м в глубину) трещинами образуются глыбы. Трещины заполняются материалом поверхностных горизонтов. Засыпанию почвы в трещины способствует деятельность животных, ветер или дожди в самом начале влажного периода, когда трещины еще широкие. При намокании глины разбухают, трещины сжимаются, и «лишний материал» в нижней части профиля создает определенное давление. В результате развиваются плоскости скольжения, следы которых отчетливо видны на гранях педонов (агрегатов), а структура становится угловато-глыбистой (Krishna, Perumal, 1948). Увеличение массы почвы сказывается и на ландшафте в целом, вызывая появление микрорельефа «гильгай». В неко-

[1] У смолниц в Болгарии и Югославии, так же как и у слитых черноземов, это объясняется особыми физическими свойствами глин (плиоценовых и майкопских), богатых глинистыми разбухающими минералами. — *Прим. ред.*

торых вертисолях в штате Техас, в почвах депрессий, содержится на 0,3% больше органического вещества, чем в почвах микрогребней (Templin, Mowery, Kunze, 1956), что объясняется «эрозией» микроповышений и смывом тонких обогащенных гумусом частиц с «гребней» в «понижения».

Вертисолям трудно найти место в генетической почвенной классификации. Их можно считать древними почвами, конечным продуктом эволюционного ряда почв с горизонтом В аржиллик, периодически разбухавшим и сжимавшимся и в конце концов «проглотившим» горизонт А. Возможно, что высокое содержание ила в некоторых вертисолях (76% частиц<0,2 мк в почвах Техаса — Kunze, Templin, 1956) и высокое отношение ила к тонкой пыли в значительной мере являются результатом лессиважа.

Дальнейшая судьба вертисолей — превращение разбухающих глин типа 2:1 в какие-либо другие неразбухающие. В этом случае перемешивание прекратится и начнется элювиирование. Такие вертисоли можно рассматривать как сравнительно молодые почвы.

Третьей возможной трактовкой эволюции вертисолей является предположение об их устойчивости в данных условиях среды, причем разбухающие глины в них также устойчивы и сохраняются при любых климатических изменениях. В этом случае вертисоли можно считать диагностическим признаком ландшафтов на основных породах, в которых чередование сухих и влажных сезонов способствует образованию разбухающих слоистых силикатов типа 2:1.

Использование вертисолей. В основном использование вертисолей затрудняется высоким содержанием в них разбухающей глины. В зависимости от климата вертисоли используются по-разному. Высокое содержание глины и, следовательно, низкая водопроницаемость делают вертисоли более пригодными для культур, требующих задержания поверхностных вод. Леса на вертисолях практически не произрастают.

Наиболее часто вертисоли используются под пастбища. Говорят, что телята падают в трещины и даже пропадают во время сухого сезона в штате Техас, однако на самом деле при таких размерах трещин животные могут лишь случайно сломать ногу. Влага первых дождей после сухого сезона полностью «проваливается» в трещины. После насыщения почвы водой трещины забухают и поверхностный сток может достигать 100%.

Вертисоли сильно осложняют строительство дорог, зданий, заборов, прокладку трубопроводов и коммуникаций, поскольку вызывают их разрушение или смещение при сжатии — набухании глины. Другая проблема — оценка стока, которая при измерении в сухой сезон на вертисолях часто бывает ошибочной.

Для того чтобы верно оценить проницаемость вертисолей, это надо делать после того, как почва насыщена влагой.

Классификация вертисолей. Определение вертисолей включает следующие признаки: мощность не менее 50 см до контакта с плотной породой, содержание глины не менее 30% во всех горизонтах над контактом или до глубины одного метра и наличие трещин не у́же одного сантиметра, прослеживающихся до глубины 50 см в течение нескольких лет (Soil Survey Staff, 1967). Кроме того, почвы должны иметь гильгайный микрорельеф и признаки плоскостей скольжения, а также клиновидно-угловатые или прямоугольные ряды (агрегаты) на некоторой глубине от поверхности.

Рассматриваемые почвы были названы грумосолями (Oakes, Thorp, 1950; Templin, Mowery, Kunze, 1956), тропическими черными глинами или регурами (Коссович, 1912), тирсами (Villar 1944), а также другими терминами (Simonson, 1954)[1]. Возможно, что иногда их путают с рендзинами. Оукс и Торп приводят наиболее характерные признаки профилей грумосолей (вертисолей), хотя не все они одновременно могут присутствовать в одной тессере.

1. Глинистый механический состав.
2. Отсутствие элювиирования или иллювиирования.
3. Прочная зернистая структура в верхних 15—50 см.
4. Карбонатность или нейтральная реакция.
5. Высокий коэффициент расширения.
6. Рельеф гильгай.
7. Исключительная пластичность во влажном состоянии.
8. Преобладание в поглощающем комплексе Ca или Ca и Mg.
9. Преобладание монтмориллонита среди глинистых минералов.
10. Карбонатно-глинистые материнские породы.
11. Мощность деятельного слоя свыше 25 см, обычно свыше 76 см.
12. Темные цвета, низкая цветность окраски.
13. Содержание органического вещества 1—3%.
14. Слабое выветривание.
15. Растительность саванн или высокотравных саванн.

В порядке вертисолей сейчас различают четыре подпорядка (Soil Survey Staff, 1966). Основным критерием их выделения является время, в течение которого трещины находятся в открытом состоянии (табл. 42, 43).

---

[1] Как уже указывалось, их называют и «смолницами», И. П. Герасимов предложил называть их также «terra negro». — *Прим. ред.*

ТАБЛИЦА 42

Подпорядки и большие группы порядка вертисолей

Подпорядок	Большая группа
Торрерты	В настоящее время не выделены
Устерты	Пеллустерты — в верхних 30 см оттенок влажной почвы ниже 1,5 *
	Хромустерты — прочие устерты
Ксереpты	Пеллоксереpты — в верхних 30 см оттенок влажной почвы ниже 1,5 *
	Хромоксереpты — прочие ксереpты
Удерты	Пеллудерты — в верхних 30 см оттенок ниже 1,5 *
	Хромудерты — прочие удерты

* По шкале цветов Манселла.

ТАБЛИЦА 43

Количество дней в году, в течение которых трещины открыты

<90 за весь год <60 дней подряд	>90 за весь год	>60 дней подряд	Круглый год; почти во все года
Удерты	Устерты	Ксереpты	Торрерты

Торрерты — наиболее сухие вертисоли по всему профилю, трещины в них образуются почти ежегодно, за исключением орошаемых почв.

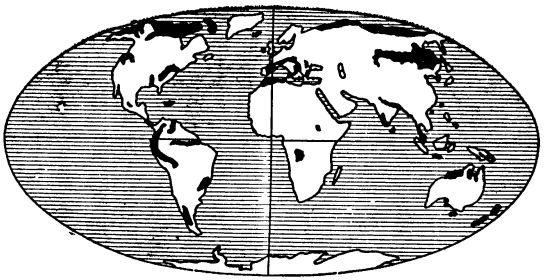
Устерты — вертисоли, в которых трещины неоднократно образуются и забухают в течение года, оставаясь открытыми около 90 дней в году.

Ксереpты — вертисоли с периодически образующимися трещинами один в раз в году, трещины сохраняются 60 или более дней подряд в течение года.

Удерты — обычно влажные вертисоли, в которых трещины некоторое время остаются открытыми, однако не больше чем в течение 90 дней в году.

Большие группы вертисолей выделяются на основании характеристик цвета в верхних 30 см.

Многие инсептисоли, моллисоли, альфисоли, ультисоли, аридисоли и энтисоли имеют признаки вертисолей. Такие переходные почвы тоже растрескиваются, но не так сильно, как вертисоли; коэффициент линейного растяжения (КОЛР) в них равен 0,09 или больше, а потенциальное линейное растяжение составляет не меньше 6 см в верхнем метре почвенного профиля (De Ment, Bartelli, 1969).



ГЛАВА 17

ИНСЕПТИСОЛИ: ЭМБРИОНАЛЬНЫЕ ПОЧВЫ С МАЛЫМ КОЛИЧЕСТВОМ ДИАГНОСТИЧЕСКИХ ГОРИЗОНТОВ

Инсептисоли представляют собой почвы, не имеющие еще признаков, позволивших бы отнести их к другим порядкам, но обладающие некоторыми свойствами, кроме горизонтов альбик и охрик, которые могут присутствовать и в энтисолях.

Экология. Инсептисоли представляют собой незрелые почвы, со слабо развитыми типичными признаками, характерными для зрелых почв, но имеющие сильный отпечаток материнской породы. Условия образования инсептисолей различны, и трудно дать общую оценку, однако наиболее важными условиями их формирования можно считать следующие: 1) устойчивость материнской породы к выветриванию; 2) обилие вулканического стекла; 3) крайне неблагоприятные «позиции» в ландшафте; 4) молодость геоморфологических поверхностей, ограничивающая развитие почвообразования [1].

Инсептисоли встречаются в чрезвычайно разнообразных ландшафтах и на всех возможных материнских породах, тем не менее в их профилях всегда обнаруживаются характерные признаки, указывающие на их незрелость. В некоторых случаях направление процессов почвообразования очевидно, и нетрудно бывает предсказать, что данные инсептисоли со временем превратятся в альфисоли, ультисоли и т. п. Некоторые инсептисоли находятся в равновесии с окружающей обстановкой и не могут измениться иначе как в результате изменения среды [2]. Инсеп-

[1] Совершенно удивительные по своей общности (кроме присутствия вулканического стекла) характеристики. Они могут быть приписаны очень различным почвам — *Прим. ред.*

[2] Явное противоречие со сказанным выше о превращении в «альфисоли» и др — *Прим. ред.*

тисоли крутых склонов не сохранятся на них, если в развитии рельефа наблюдается тенденция выполаживания склонов, однако при современном характере и интенсивности процесса геологической эрозии инсептисоли являются устойчивыми.

Многие инсептисоли сформировались на вулканических продуктах. Их раньше называли пепловыми, вулканическими почвами, а позднее — андосолями. Вулканические лесные почвы были описаны на полуострове Камчатка в Сибири (СССР, Соколов и Караваева, 1965). Андосоли и почвы андо были также описаны в Индонезии (Tan, Schuylenborgh, 1961), Южной Америке и Африке (D'Hoore, 1964; Wright, 1964), Новой Зеландии (Taylor, Cox, 1956) и Японии (Aomine, Yoshinaga, 1955; Kanno 1956). На конференции в Туриальбе, Коста-Рика (Центральная Америка), было сделано много докладов о вулканических пепловых почвах (Training and Research Center to the IAIAS, 1969).

Большая часть Алеутских островов и Аляски там, где поверхность равнинная, занята криандептами (Simonson, Rieger, 1967). Севернее Алеутских островов, на полуострове Кенай (Аляска) андепты встречаются в сочетаниях со сподосолями в тех местах, где луга сменились еловыми лесами [1].

Почвообразовательные процессы. Во всех инсептисолях протекают различные частные почвообразовательные процессы, и единственным общим для всего порядка процессом можно считать выщелачивание. Может быть, правильнее сказать, что следы многих процессов заметны в инсептисолях, но ни один процесс не является преобладающим. В аквептах, широко распространенных в депрессиях, например, интенсивно протекает процесс оглеения, а также имеются признаки выщелачивания, но не происходит заметного лессиважа с формированием горизонта аржиллик, вероятно в силу слабого иссушения этих почв. В районах преимущественного распространения кислых пород почвы депрессий обычно сильнее выщелочены, менее насыщены и богаче обменным алюминием по сравнению с почвами окружающих ландшафтов. Особенно справедливо это для ареалов ультисолей, где они хорошо дренированы, имеют низкую емкость поглощения и содержат немного подвижного алюминия. В ландшафтах с сильно насыщенными почвами аквепты обычно имеют

[1] Если генетическое определение «инсептисолей» ограничить образованием их на вулканических пеплах (андосоли), то, действительно, надо выделять ряд генетических типов этих своеобразных почв в умеренных широтах (под листопадными лесами и под луговой растительностью), в субтропических и тропических (под тропическими лесами, саванной растительностью и т. д.). Подобная генетическая систематика «андосолей», однако, еще не разработана. — *Прим. ред.*

большую емкость, чем окружающие их почвы, что можно объяснить привносом веществ в депрессии.

Там, где инсептисоли занимают высокие участки геоморфологически молодых поверхностей, в почвенном профиле присутствуют как первичные, так и вторичные минералы. Мак-Крекен, Шанкс и Глебач (McCracken, Shanks, Glebsch, 1962) доказали, что полевые шпаты, присутствовавшие в горизонте С дистрохрептов, на крутых склонах юго-востока США, превратились в переходные вермикулит-каолинитовые минералы и иногда — в каолинит и гиббсит в горизонтах А и В.

Многие инсептисоли, приуроченные к материнским породам, устойчивым к выветриванию, не развиваются столь интенсивно, как почвы, встречающиеся в сочетаниях с ними. Характер материнской породы замедляет выветривание и ограничивает количество образующейся глины. В противоположных случаях сильное выщелачивание приводит к настолько энергичному выносу коллоидов, что образуются инсептисоли.

Джексон (Jackson, 1964) указывал, что аллофаны, обычный продукт выветривания вулканического пепла в соединениях с гумусом образуют устойчивый темноокрашенный материал. Почвы с высоким содержанием последнего отличаются низким объемным весом и не могут быть отнесены к категории зональных. Это главным образом андосоли и андепты новой классификации. Они являются результатом образования устойчивых комплексов из вулканических пеплов и гумуса.

На кварцевых материнских породах, на которых возможно образование сподик горизонта в результате подзолообразования (см. главу 20), часто встречаются и инсептисоли. В кварцевых крупнопылеватых и песчаных отложениях содержится слишком мало тонкодисперсного материала, чтобы мог образоваться и действительно образовался бы горизонт аржиллик. Кварциты и кварцевые песчаники благоприятны для развития инсептисолей.

Использование инсептисолей. Использование инсептисолей чрезвычайно разнообразно и в сельском хозяйстве, и в других областях. Наиболее крутые участки с инсептисолями обычно оставляют под лесом как зоны отдыха или заповедники. Переувлажненные инсептисоли после строительства дренажных систем могут быть использованы для выращивания полевых культур. В некоторых ландшафтах инсептисоли оказываются более плодородными, чем почвы других порядков, например почвы с мощным труднопроницаемым горизонтом аржиллик менее благоприятны для полевых культур, чем песчаные, слегка засушливые инсептисоли.

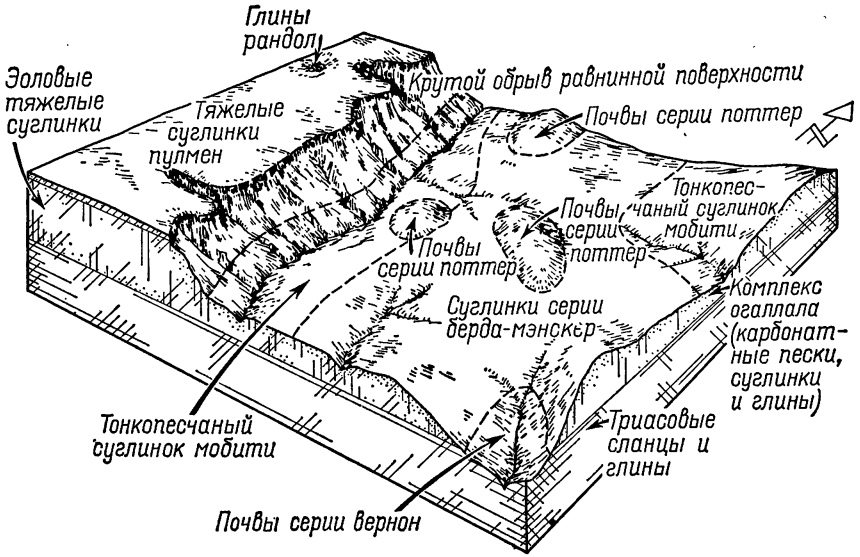


Рис. 31. Блок-диаграмма почвенных ландшафтов; графство Диккенс, северо-западная часть штата Техас (Girdner, Richardson, 1970).

Почвы пулмен (рис. 31) используются под хлопок, сорго на зерно, пшеницу, а устрохрепты под высокими, средними и низкими травами оставляются под пастбища.

Поскольку инсептисоли развиваются в очень различных климатах, за исключением аридных районов, распределение температур и осадков можно обсуждать лишь в каждом конкретном случае.

Во многих почвах порядка инсептисолей очень остро встают проблемы известкования и внесения фосфорных удобрений, особенно в андептах. Большое количество электрических зарядов на аморфных глинистых частицах, зависящее от величин pH, вызывает необходимость сильного известкования для поддержания реакции почвы, благоприятной для выращивания сельскохозяйственных культур. Обилие аморфных соединений в почве приводит к усиленной фиксации фосфатов.

Классификация инсептисолей. Инсептисоли представляют собой минеральные почвы с профилем, развитым настолько, что их можно отделить по этому признаку от энтисолей. Обычно в инсептисолях присутствует горизонт камбик, а горизонты сподик, аржиллик, натрик и оксик отсутствуют. От аридисолей инсеп-

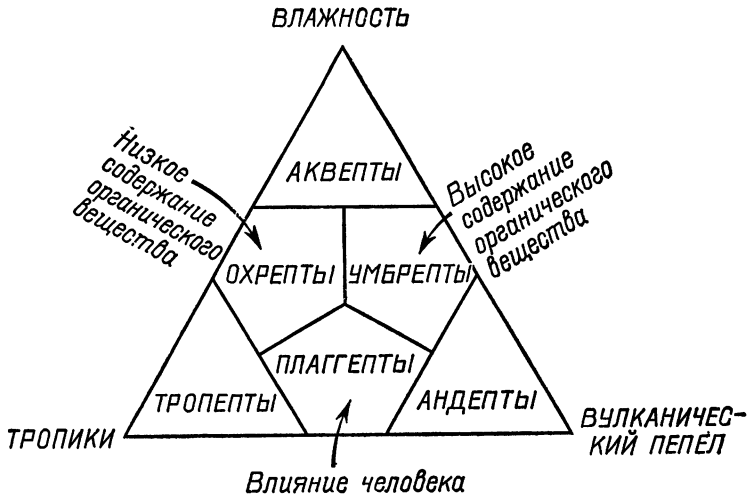


Рис. 32. Диаграмма некоторых зависимостей между подпорядками инсептисолей.

тисоли отличаются особенностями почвенного климата, а от вертисолей — отсутствием глинистых педотурбаций. Почвы с горизонтами хистик, умбрик и плагген или моллик могут быть отнесены к инсептисолям, в случае если: 1) объемный вес мелкозема меньше 0,85 г/см^3; 2) степень насыщенности менее 50% в толще до глубины 1,8 м; 3) амплитуды средних температур зимы и лета менее 5° С, а в составе глин содержится более 35% монтмориллонита, в то время как в подпочве находится менее 40% карбонатов. Для разделения порядка инсептисолей на шесть подпорядков использованы критерии влажности, минералогического состава, почвенных температур (рис. 32).

Аквепты без искусственного дренажа насыщены водой в течение какого-то периода в году.

Плаггепты имеют темно-бурые или черные эпипедоны плагген.

Андепты отличаются низким объемным весом — менее 0,85 г/см^3 в эпипедоне и (или) горизонте камбик, и емкость обмена определяется аморфными соединениями. Вулканические пеплы, богатые вулканическим стеклом и другими пирокластическими материалами, составляют более 60% пылеватых, песчаных и гравелистых фракций.

Тропепты представляют собой инсептисоли тропических районов. Среднегодовые почвенные температуры составляют 8° или более, и амплитуда между средними температурами лета и зимы составляет 5° и меньше.

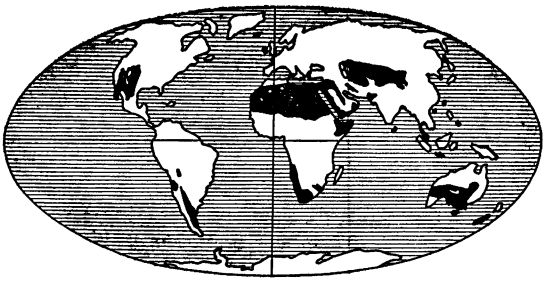
ТАБЛИЦА 44

Подпорядки и большие группы в порядке инсептисолей

Подпорядок	Большая группа
Аквепты	Криаквепты — среднегодовая температура ниже 8° С Плинтаквепты — плинтит в верхних 1,25 м от поверхности Андаквепты — объемный вес меньше 0,85 г/см³ Тропаквепты — разница между средними летними и зимними температурами меньше 5° С Фраджиаквепты — присутствие фраджипэна Галаквепты — насыщенность натрием >15% в некоторых подпочвенных горизонтах Гумаквепты — присутствие эпипедона моллик, умбрик или гистик Гаплаквепты — прочие аквепты с эпипедоном охрик
Плаггепты	Пока большие группы не выделены
Андепты	Криандепты — среднегодовая температура ниже 8° С Дурандепты — дерипан в метре от поверхности Гидрандепты — необратимая дегидратация глин Эутрандепты — эпипедон моллик и тиксотропность в некоторых горизонтах Дистрандепты есть эпипедон умбрик или охрик и тиксотропность в некоторых горизонтах Витрандепты — прочие андепты
Тропепты	Устропепты — степень насыщенности >50% в эпипедоне и горизонте камбик, сухие в течение 90 дней в году или карбонатны в 1,5 м от поверхности Эутропепты — степень насыщенности >50% в эпипедоне и горизонте камбик Дистропепты — средняя годовая температура почвы 22° С и степень насыщенности <50% Гумитропепты — прочие тропепты
Умбрепты	Антрумбрепты — присутствие эпипедона антропик Фраджиумбрепты — присутствие фраджипэна Криумбрепты — среднегодовая температура почвы <8° С Гаплумбрепты — в слое 18—50 см почва не просыхает в течение 60 дней подряд Ксерумбрепты — прочие умбрепты
Охрепты	Фраджиохрепты — присутствие фраджипэна Дурохрепты — присутствие дурипэна в метре от поверхности Криохрепты — среднегодовая температура почвы на глубине 50 см <15° С в окультуренной почве и <8° С при наличии горизонта О Устохрепты — сухие в течение 90 дней в году, но меньше чем 60 дней подряд в 7 из 10 лет при условии, что средняя годовая температура почвы равна 22° С и (или) амплитуда средних температур лета и зимы <5° С Ксерохрепты — сухие в течение 60 дней подряд или больше в течение 7 лет из 10-ти Эутрохрепты — карбонаты в горизонте камбик или степень насыщенности (по NH_4OH) 60% в 75 см от поверхности Дистохрепты — прочие охрепты

Умбрепты имеют эпипедоны умбрик, моллик или антропик. Эпипедон моллик в инсептисолях под культурами встречается сравнительно часто вследствие известкования. Чтобы не изменять классификацию, было условлено, что при степени насыщенности основаниями горизонта камбик менее 50% почвы сохраняются в порядке инсептисолей. Поскольку перемещение кальция в профиле не достигает больших размеров, подобные почвы можно считать умбрептами.

Охрепты (рис. 45, 48) включают все остальные инсептисоли. В табл. 44 представлено разделение подпорядков инсептисолей на большие группы.



ГЛАВА 18

АРИДИСОЛИ: ПОЧВЫ АРИДНЫХ РАЙОНОВ

Аридные районы в климатическом смысле занимают 36% площади суши, или 35%, если определять их по растительности (Shantz, 1956). Аридные районы — это пустыни Калахари, Намиб, Сахара, Чалби, на полуострове Сомали, пустыни Аравийского полуострова, Ирана и Туркестана, Тар, Такла-Макан, Гоби, Монте в Аргентине, Атакама на Перуанском побережье, австралийские и североамериканские пустыни (Dregne, 1967). Районы распространения почв, классифицируемых как порядок аридисолей, не всегда точно совпадают с климатическими или геоботаническими аридными районами, однако эти почвы всегда связаны с аридными или семиаридными климатами и пустынной растительностью.

Широко распространенным, хотя и ошибочным, является представление о том, что почвы аридных районов или песчаны, или каменисты и лишены растительного покрова. Оно возникло в результате рассказов о путешествиях по пустыням. Песчаные дюны и другие массивы движущихся песков далеко не так широко распространены, как обычно считается. Тем не менее энтисоли также часто встречаются в районах распространения аридисолей.

Ареалы аридисолей обычно в более прохладных и влажных местах сменяются областями развития моллисолей. Если двигаться из аридных районов в семиаридные, эпипедон охрик становится постепенно темнее, а содержание органического вещества в нем увеличивается. Эпипедон моллик в переходных районах появляется прежде всего в почвах на тяжелых и (или) на первично-карбонатных породах.

В более влажных частях семиаридной зоны аридисоли обычно граничат с лесными альфисолями. Иногда в сочетании с аридисолями встречаются и вертисоли с разбухающими гли-

нами типа 2 : 1, унаследованными от пород или почвенного происхождения.

Климатический режим ареалов аридисолей характеризуется резким преобладанием потенциальной эвапотранспирации над осадками в течение большей части года и отсутствием просачивания воды в почву. Водный режим аридисолей показан на рис. 33 (Buol, 1964). Около 1,25 см влаги аккумулируется (S) в почве в течение декабря, января и февраля, позднее они потребляются растениями в течение марта (U), а в остальное время года почва испытывает дефицит (D) влаги.

В аридисолях нередко наблюдаются признаки выщелачивания ниже обычной глубины проникновения влаги, что объясняется более влажным климатом в прошлом (Smith, 1965). Однако есть и другое объяснение: нерегулярность выпадения осадков чрезвычайно велика, и в отдельные, редкие годы зимние осадки могут оказаться настолько обильными, что промывают значительную толщу почвы. В таком случае глубина выщелачивания отражает увлажнение экстремных лет (глава 10).

Растительность в сухих районах крайне разрежена. Наиболее обычными растениями являются кактусы (Cactaceae), мес-

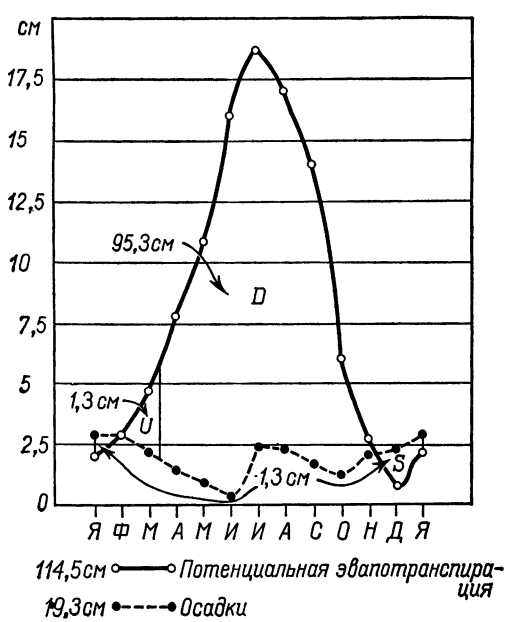


Рис. 33. Среднегодовой баланс влаги в почвах района Феникс, штат Аризона.

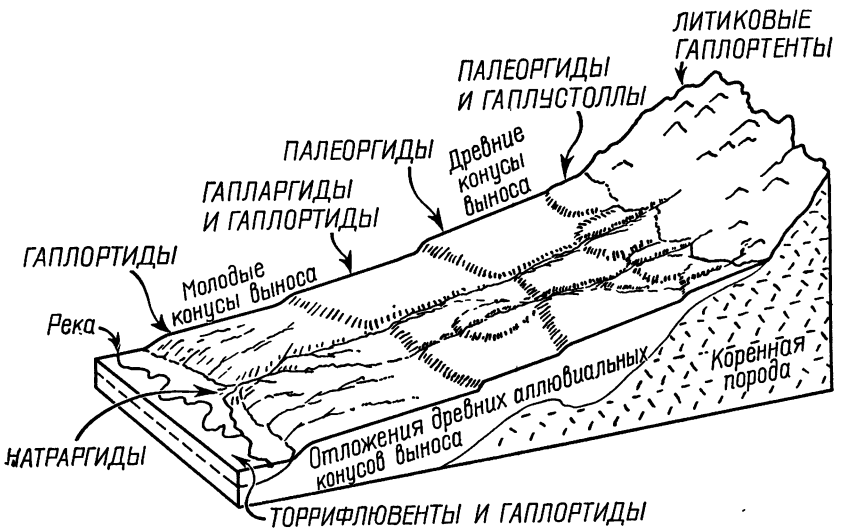


Рис. 34. Блок-диаграмма приуроченности некоторых основных видов аридисолей и связанных с ними ассоциаций почв.

киты (*Prosopis*), креозотовый куст (*Larrea*), юкка (*Yucca*), полынь (*Artemisia*), лебеда (*Atriplex*) и другие. Микроорганизмов очень мало. Содержание органического вещества в верхнем горизонте крайне низкое. Узкое отношение C/N связано, по-видимому, с действием нитрифицирующих бактерий и (или) азотофиксирующих сине-зеленых водорослей, образующих корку на поверхности. Все вышеизложенное относилось к пустыням тропического и умеренного поясов. Существуют, однако, огромные пространства арктических и антарктических пустынь (Tedrow, 1968).

Процессы в профиле. Химические и физические реакции, протекающие в профилях аридисолей, в целом не отличаются от аналогичных реакций в почвах влажных районов. Они лишь обладают значительно меньшей интенсивностью вследствие ограниченных запасов влаги. В результате в морфологии почвы сильно сказываются породные признаки (Buol, 1965). Недостаточное выщелачивание проявляется в высокой степени насыщенности почв. Среди глинистых минералов аридисолей, по мнению многих исследователей (Buol, Yesilsoy, 1964; Hseung, Jackson, 1952; Jackson et al., 1948; Merwe, Heystek, 1955), преобладает иллит, связанный, по-видимому, непосредственно со слюдами материанских пород (Jackson et al., 1948). В некото-

рых аридисолях, в нижних карбонатных горизонтах, в относительно слабо выветрелых частях профиля повышено содержание монтмориллонита по сравнению с верхней частью профиля. На основании лабораторных опытов Энена (Henin, 1955) можно предположить, что монтмориллонит образуется в таких случаях путем кристаллизации из разбавленных растворов, поступающих из верхних горизонтов с более активным выветриванием.

Аридисоли формируются в окислительной обстановке, что хорошо видно по низкому содержанию в них органического вещества и отсутствия миграций «свободного» железа (Розанов, 1951). В аридисолях на более древних формах рельефа (рис. 34) сформировался горизонт аржиллик. Процесс его образования весьма противоречив. Отсутствие элювиального горизонта и видимая сухость верхних горизонтов заставили предположить (Niciforoff, 1937), его формирование in situ. Теория глинообразования in situ активно поддерживалась Розановым, поскольку в Азии[1], где он проводил свои наблюдения, выветрелые галечниковые соли прослеживались только в горизонте В, в то время как выше и ниже галька была свежей. Аржилланы иллювиирования (глинистые пленки) в аридисолях обычно слаборазвиты.

Возможно, что формирование глинистого горизонта объясняется глинообразованием in situ и лессиважем. По распределению минералов-свидетелей и характеру молекулярных отношений можно предположить, что глинообразование идет в верхних горизонтах и в подпочве, причем в первом случае более интенсивно (Barshad, 1955; Smith, Buol, 1968). Возможно, что аржилланы иллювиирования были разрушены при педотурбациях сжатия — разбухания, имевших место в сухие периоды и во время сильных ливневых дождей (Buol, Yesilsoy, 1964; Nettleton, Flach, Borst, 1968).

Гравийный панцирь на поверхности многих аридисолей — довольно обычное явление и объясняется главным образом дефляцией (Kellogg, 1953; Merwe, 1954; Розанов, 1951). Вместе с тем было показано, что появление гравийного поверхностного слоя связано с чередованием циклов увлажнения — пересыхания. Обломочный материал может выталкиваться вверх защемленным почвенным воздухом, который находится в почве в период ее избыточного увлажнения. В таком случае непосредственно под слоем гравия залегает горизонт с везикулярной структурой

---

[1] В последнее время Минашина противопоставляет этому пути оглинения горизонта В2 сероземов другой, по которому он считается погребенным горизонтом (Минашина, 1966). — *Прим ред.*

и без обломочного материала (Springer, 1958). Верхние грани обломков обычно покрыты черноватыми пятнами окислов марганца и железа, называемыми «пустынным загаром».

Наиболее удивительной особенностью многих почв сухих районов является слой аккумуляции карбонатов, или карбонатная кора — «*caliche*». В объяснении происхождения этого слоя много противоречий, что мы отчасти объясняем отсутствием четкого, количественного определения карбонатной коры. Количество некарбонатного материала, такого, как кремнезем и соли, очень сильно варьирует. Наиболее общепринятым является предположение о движении вниз по профилю бикарбоната кальция в растворе и выпадении $CaCO_3$ в результате испарения раствора (глава 6). Несцементированные карбонатные коры, называемые горизонтами кальцик при содержании более чем 15% $CaCO_3$, обычно наблюдаются на большей глубине в районах с более высоким увлажнением. С другой стороны, глубина залегания затвердевшего горизонта петрокальцик обычно не обнаруживает прямой корреляции с суммами атмосферных осадков. Вследствие своей высокой устойчивости такие горизонты могут быть реликтовыми.

В почвах многих сухих районов довольно обычны горизонты аккумуляции солей салик и солонцеватые горизонты натрик. Их образованию способствует периодическая аккумуляция воды в обширных плоских депрессиях, называемых плайя, или просачивание грунтовых вод, в тех случаях когда они залегают недалеко от поверхности. Концентрация солей и натрия в почвах нередко возникает в результате неправильного орошения.

Аридисоли полярных районов обычно в течение 9—10 месяцев находятся в мерзлом состоянии (Tedrow, 1966). В это время процессы почвообразования в них затухают.

Использование аридисолей[1]. Использование аридисолей в сельском хозяйстве лимитируется недостатком воды. Возможно орошение только тех аридисолей, которые развиваются на плоских участках, но и там возникает немало трудностей. На соседних с аридисолями почвах флювент орошение осущест-

[1] Из вышеприведенной краткой характеристики «процессов в профиле» аридисолей становится ясным, насколько разнородной в практическом отношении является эта группа (порядок) почв. Даже если исключить из нее почвы полярных районов (с вечной мерзлотой) и понимать под аридисолями только почвы пустынь (умеренного и субарктических поясов), то и тогда мы будем иметь здесь огромный диапазон почв от светлых сероземов со слабо выщелоченным профилем и серо-бурых глинистых почв щебнистых пустынь до такыровидных пустынь. — *Прим. ред.*

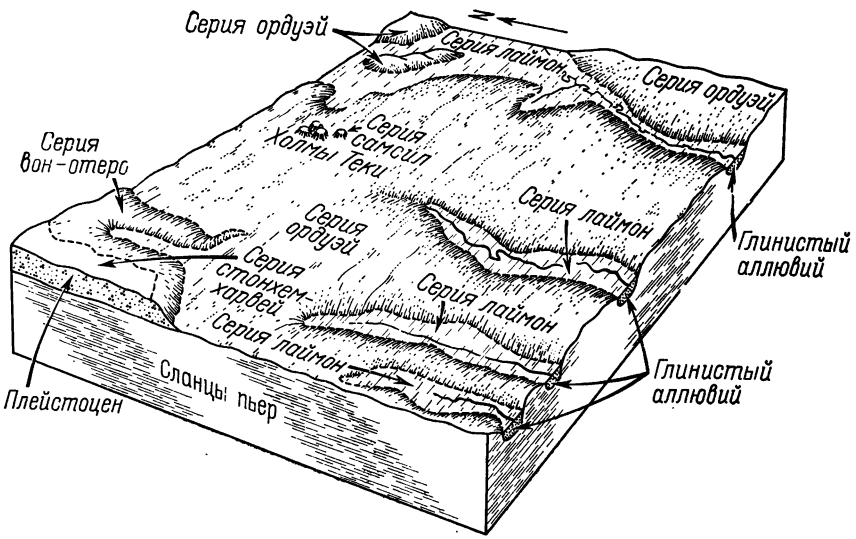


Рис 35. Блок-диаграмма почвенных ландшафтов; графство Кроули, юго-западная часть штата Колорадо (Larsen, Martin, Mayhugh, 1968).

вить обычно легче. При создании оросительных систем на аридисолях приходится заниматься планировкой рельефа, и при этом на поверхности почвы оказываются глубокие горизонты с неблагоприятными свойствами: карбонатные (кальцик и петрокальцик), или горизонты аржиллик, или плотные коры. Кроме того, для орошения пригодны лишь аридисоли с одинаковой водопроницаемостью по всему профилю, в противном случае возникает угроза засоления или осолонцевания.

Аридисоли обладают низким запасом азота, но высокими резервами других элементов минерального питания, особенно калия из слюд и полевых шпатов. Много и микроэлементов, но доступность их ограничивается щелочными значениями pH. Для повышения урожайности необходимо внесение железа[1] и микроэлементов.

Без орошения, в качестве сезонных пастбищ, могут быть использованы лишь некоторые аридисоли, встречающиеся вместе с почвами флювент. Аридисоли представляют серьезные затруднения и при строительстве: на них оросительные системы могут быть разрушены катастрофическими паводками, а плот-

[1] Неясно, какое значение может иметь внесение железа и в какой форме и зачем вносить микроэлементы, если их много. — *Прим. ред.*

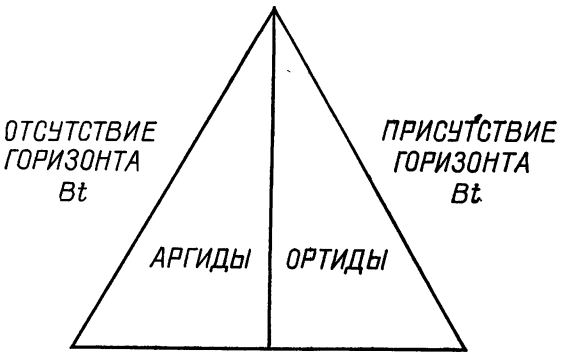


Рис. 36. Диаграмма некоторых зависимостей между подпорядками аридисолей.

ные горизонты сильно затрудняют земляные работы при градостроительстве.

Если существуют возможности доставки продуктов и обеспечения других нужд, рекомендуется использовать площади аридисолей для градостроительства.

Классификация аридисолей. По определению, аридисоли имеют эпипедон охрик и один или более подповерхностных горизонтов: аржиллик, камбик, натрик, гипсик, кальцик, петрокальцик или плотную кору. Они отличаются от инсептисолей тем, что при отсутствии орошения они очень сухи и имеют электропроводимость на глубине 18—50 см при 25° С, равную 2 миллимо/см или выше плотного слоя.

Наличие горизонта аржиллик имеет большое значение для понимания механизма образования аридисолей. Он связан также с возрастом почв, их местоположением и характером использования. Наличие или отсутствие горизонта аржиллик является критерием разделения аридисолей соответственно на подпорядки аргид (с глинистым горизонтом) и ортид (без глинистого горизонта).

Почвы аргид приурочены к более древним геоморфологическим поверхностям, например, к верхним частям конусов выноса; почвы ортид встречаются на более молодых элементах рельефа (рис. 34). Почвы наиболее молодых поверхностей в сухих районах — крутых склонов, днищ молодых речных долин — не обнаруживают характерных диагностических горизонтов и классифицируются поэтому как энтисоли (рис. 35 и 36).

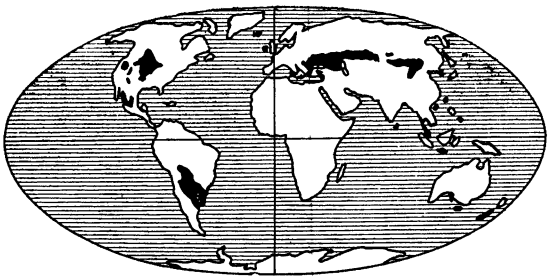
Другие диагностические горизонты и признаки аридисолей позволяют подразделять их на уровне больших почвенных

ТАБЛИЦА 45

Подпорядки и большие группы в порядке аридисолей

Подпорядок	Большая группа
Ортиды	Дуротиды — плотная кора в пределах 1 м от поверхности
	Салортиды — горизонт салик в пределах верхнего метра
	Палеортиды — горизонт петрокальцик в пределах 1 м от поверхности
	Кальциортиды — карбонатный или гипсовый горизонт в пределах 1 метра от поверхности
	Камбортиды — только горизонт камбик
Аргиды	Надураргиды — плотная кора не ниже 1 м от поверхности с вышележащим столбчатым горизонтом натрик
	Дураргиды — кора не ниже 1 м от поверхности с вышележащим горизонтом аржиллик или натрик горизонт со столбчатой структурой
	Натраргиды — столбчатая структура натрик горизонта в пределах 1 м от поверхности
	Палеаргиды — горизонт петрокальцик в пределах 1 м от поверхности или аржиллик горизонт с содержанием глины $>35\%$
	Гапларгиды — горизонт аржиллик с содержанием глины $<35\%$

групп (табл. 45). Все горизонты или признаки должны находиться в профиле не глубже одного метра от поверхности. Возможны лишь два исключения: 1) при нивелировке земной поверхности могут обнажиться горизонты, находящиеся ниже этой глубины, и 2) некоторые глубокие слои, например коры, могут существенно влиять на водный режим, создавая трудности при ирригации. Второй случай бросает тень сомнения на разумность принятия глубины в один метр в классификации аридисолей на уровне больших групп.



ГЛАВА 19

МОЛЛИСОЛИ: ПОЧВЫ ПОД ТРАВЯНИСТОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТЬЮ СТЕПЕЙ И ПРЕРИЙ

Почти все почвы с мощным, темным, относительно плодородным верхним горизонтом (эпипедон моллик) формируются под травянистой растительностью. Исключения представляют некоторые слабо дренируемые моллисоли низменных жестколиственных лесов, некоторые хорошо дренируемые бурые лесные почвы (удолл) и немногие почвы других порядков.

Травянистые ассоциации средних широт Северной Америки занимают площадь около 13 млн. км², из которых примерно 5 500 000 км² приходится на высокотравную прерию, а 7 500 000 — на низкотравную степь. Растительность травянистых ценозов Северной Америки была подробно описана Уивером (Weaver, 1954). Есть доказательства «миграции» некоторых видов растений с севера и с юга, в результате чего сформировались сложные растительные сообщества со сложноцветными, бобовыми и кактусами.

Уивер и Альбертсон (Weaver, Albertson, 1956) установили, что 55 000 000 лет назад в эоцене на месте Великих Равнин находилась зона лесов умеренно теплого климата. Поднятие Скалистых гор преградило путь влаге с Тихого океана, и леса были вытеснены злаково-разнотравной растительностью. Злаки (*Stipa comata*) и другие злакоподобные осоки пришли сюда с севера. Низкие злаки (*Buchloe dactyloides*) и грама мигрировали с юго-запада, а голубой бородач (*Andropogon gerardi*) и другие высокие злаки — с юга.

Около 45 000 лет назад и во второй раз 27 000 лет назад первобытные охотники, предки индейцев Великих равнин, пришли на Североамериканский континент по сухопутному мосту,

существовавшему на месте Берингова пролива (Müller-Beck, 1966). В течение тысячелетий они охотились на мастодонтов, бизонов, гигантских ленивцев, тапиров, лошадей и зайцев в степях Северной Америки. Эти охотники оказались отрезанными от Евразии в период 23 000—13 000 лет до н. э. языками ледника, протянувшегося от Атлантического до Тихого океана.

Экология. Низкотравные прерии, или степи, напоминают внешне однообразные обширные пастбища. Лишь в отдельные очень влажные годы появляются участки с высокими травами, нарушающие монотонность ландшафта. Местами встречаются участки полыни.

Высокотравная прерия отличается пышным развитием растительности с высотой травостоя от 1 до 3,3 м. Естественная растительность аргентинской пампы была настолько высокой, что легко скрывала всадника.

Травостой степей, или низкотравных прерий, имеет среднюю высоту 13—30 см, средняя высота злаков достигает 30—100 см.

В особенно сухие годы в прериях разрастаются кактусы, защищающие их от чрезмерного выпаса, среди них чаще всего встречается опунция (*Opuntia camanchica*). Группы кактусов могут занимать площади диаметром до 10 м. На Великих Равнинах кактусы иногда так разрастаются, что скоту буквально негде отдохнуть (Weaver, 1954). Во влажные годы травы оттесняют кактусы на песчаные участки. Обилие бобовых в прериях способствует значительному обогащению почвы азотом.

Полынь (*Artimisia* spp.) преобладает в сухих степях Северной Америки (Fosberg, 1965), ковыль — в степях западной части СССР[1]. Местами встречаются мелкие юкки с развитой корневой системой — вертикальная протяженность корней достигает 2 м, а боковая — 10 м. На каштановых и красновато-каштановых почвах наиболее обычны пырей (*Agropyron smithii*) и бизонова трава (*Buchloe dactyloides*). Дернина бизоновой травы использовалась первыми поселенцами для строительства домов. На еще более сухих бурых почвах широко распространена голубая грама (*Bouteloua gracillis*) (Thorp, 1948).

Высокий и низкий бородачи (*Andropogon gerardi* и *A. scoparius*) наиболее характерны для высокотравья на бруниземах и черноземах, относимых теперь к моллисолям. По подсчетам Торпа (Thorp, 1948), на черноземы ежегодно поступает с траво-

[1] Ковыль является доминантом в злаковых степях, полынь — в пустынных степях или полупустынях на территории всего Советского Союза. — *Прим. ред.*

стоем от 282 до 1022 кг (сухого веса) органических остатков на га. По-видимому, на бруниземы (моллисоли) поступает 340—1255 кг/га сухих органических остатков.

Границы между полупустынями, степями, прериями и лесом чрезвычайно извилисты, что связано с большой пестротой исходного распространения материнских пород, рельефа, климата и сообществ организмов.

На контактах с полупустынями степь проникает в более сухие районы по песчаным почвам. Во влажных зонах по песчаным почвам лес проникает в глубь соседней с ним прерии, как это происходит в штате Техас.

Естественные травянистые ценозы представляют собой сплошные зеленые или бурые, в зависимости от сезона, пространства с полосками лесов по речным долинам и склонам оврагов. Однообразие прерий сравнивалось первыми поселенцами с безжизненностью пустынь (Engel, Hopkins, 1956).

Почвы прерий под культурами имеют очень темный бурый цвет во влажном состоянии. В депрессиях в гумидных частях прерий преобладают черные почвы, в семиаридных и аридных их частях — светлые засоленные почвы. Маломощные почвы на крутых склонах сильно светлеют при распашке вследствие близкого залегания карбонатов или концентрации легкорастворимых солей у поверхности.

Борчерт (Borchert, 1950), изучавший климат прерий Великих Равнин Северной Америки, установил основные черты степного климата умеренного пояса. Соотношение их может быть различным в разных районах, но в целом они таковы: 1) суровые сухие ветреные зимы со сравнительно небольшим накоплением снега; 2) обычно довольно влажные весны; 3) засушливое лето с грозами и пыльными бурями. Низкотравные степи имеют более сухой климат по сравнению с высокотравными прериями.

Степи средних широт можно охарактеризовать следующими средними климатическими показателями; среднегодовая температура и осадки — 2° С и 200 мм в Улан-Баторе (Монголия); 14° С и 250 мм в Кветте (Пакистан); 4° С и 360 мм в Уиллистоне (Finch et al., 1957). Для прерий это соответственно: 8° С и 810 мм в восточной Айове и 16° С и 760 мм в центральной Оклахоме. Колебания климатических показателей по отдельным годам в степных районах довольно значительны (Horn, Bryson, 1960; James, 1959; Kendall, 1935).

Баршад (Barchad, 1946) отмечал, что почвы прерий — аржиудоллы встречаются в Калифорнии в условиях влажной зимы и сухого лета. Из этого следует, что различные, но близкие типы климата вызывают образование сходных почв.

Травянистая растительность встречается на самых различных элементах рельефа: от низкогорий до обширных равнин. На границах ареалов травянистой растительности, например на границе листопадных лесов и прерий в Висконсине, прерии проникали в лесные массивы по тем элементам рельефа, где легче было распространяться пожарам, например, по хребтам и наветренным склонам.

Аандаль (Aandahl, 1948) связывал глубину залегания карбонатов и определенный уровень содержания азота в почвах прерий западной части Айовы с характерным рельефом. Почвы на более низких склонах оказались более выщелоченными и обладали большим количеством азота в верхнем 60-сантиметровом слое по сравнению с почвами более высоких склонов.

Торп (Thorp, 1947) описывал катенные и некатенные комплексы в области черноземов и на горных склонах, где имеются переходы между лесными почвами и почвами прерий.

Руе (Ruhe, 1969) доказывал факт существования лесов в Айове до широкого распространения там прерий. Кертис (Curtis, 1959) называл альтотермальный период (примерно 5000—2000 лет до н. э.) периодом максимального распространения прерий. Около 5000 лет назад значительная часть бассейна озера Мичиган была занята почвами, а озеро, называемое тогда Чиппева, было маленьким и находилось на высоте 75 м над уровнем моря.

Торп (Thorp, 1948) предложил выделять три степени развития почв под травянистой растительностью: минимальную, среднюю и максимальную. Мательский (Matelski, 1959) считает возможным применить в отдельных случаях это разделение и к каштановым почвам, оговаривая его «предварительное» значение.

Смит, Эллауэй и Рикен (Smith, Allaway, Riecken, 1950) считают, что степные почвы (бруниземы, аржиудоллы) со временем переходят в планосоли (альбакволлы).

Торп (Thorp, 1957) предположил, что красноватые каштановые почвы — это старые каштановые почвы и черноземы. Он считал, что черноземы не бывают старше сангамонского времени и приурочены к карбонатным или основным материнским породам. В Австралии черноземы, вероятно, в конце концов превратятся в красноватые каштановые почвы (Thorp, 1965).

Некоторые русские почвоведы считают, что каштановые почвы развиваются с конца ледникового времени сначала в условиях переувлажнения, затем — в более сухих. Почвы были сначала солонцеваты, а сейчас осолодевают и накапливают карбонаты.

Процессы в профиле. Ведущим процессом в моллисолях является процесс меланизации — потемнения почвы путем накопления в ней органического вещества. Процесс образования эпипедона моллик состоит из серии специфических процессов (Hole, Nielsen, 1968): 1) проникновения корней травянистой растительности вглубь по профилю; 2) частичного распада органического вещества в почве с образованием устойчивых темноокрашенных компонентов; 3) переработки почвы и органического вещества дождевыми червями, муравьями, нимфами цикад, кротами и грызунами, с образованием темных органоминеральных комплексов, кротовин и муравейников; 4) выноса и накопления органических коллоидов вместе с некоторыми минеральными коллоидами по трещинам между агрегатами, благодаря чему грани последних оказываются покрытыми темными кутанами; 5) образования устойчивого «лигно-протеинового» остатка, придающего черный цвет черноземам, долгое время находящимся под сельскохозяйственными культурами[1].

Элювиирование и иллювиирование, кроме участия в процессах меланизации, играет немалую роль в образовании гумусово-железистых аржилланов и стяжении железа в конкреции[2]. Образование конкреций наиболее наглядно протекает в горизонте А2 плансоля прерий (альболла по новой системе). Мильфредом (Milfred, 1966) были обнаружены железистые и марганцовистые конкреции — глебулы в хорошо дренируемых почвах прерий, причем степень их развития (концентрации вещества) варьировала от неясных пятен до плотных округлых нодулей. Очевидно, свободные окислы железа и глина движутся вместе в хорошо дренируемых почвах прерий в отличие от слабо дренируемых почв (Simonson, Prill, Riecken, 1957). По данным Свенсона и Рикена (Swenson, Riecken, 1955), в аржиудоллах и гаплудоллах свободное железо освобождается при выветривании из тонкопылеватых и глинистых частиц в горизонтах А и В1 и захватывается глинистыми минералами в горизонтах В2 и С.

На просачивание влаги большое влияние оказывают системы трещин, кротовин и открытых пор-каналов, созданных корнями и фауной. Уивер и Альбертсон (Weaver, Albertson, 1956) сообщают, что вскоре после дождя (75 мм осадков), выпавшего на сухую землю с трещинами шириной 5 см и расстоянием между ними около 2 м, вдоль трещин появились полоски зеленой травы шириной 25 см.

[1] Наблюдения показали, что в СССР черноземы, длительное время находящиеся под культурой, теряют гумус вследствие усиления минерализации и светлеют — *Прим. ред*

[2] В СССР в черноземах железистые конкреции не образуются.— *Прим ред.*

Пленки комплексов глины и органических веществ (органоаржилланы) образуются на поверхностях педов (структурных отдельностей) в горизонте В в случаях развития глыбистой и призматической структуры. Пленки же в свою очередь способствуют сохранению такой структуры (Wittmuss, Mazurak, 1958). Бантли и Уэстин (Buntley, Westin, 1965) отмечают, что развитие массы внутри агрегатов опаздывает по сравнению с их поверхностями. С увеличением влажности климата или в процессе эволюции почвы пленки с вертикальных граней структурных отдельностей горизонта В могут переместиться в нижнюю его часть. Пленки на горизонтальных гранях лучше сохраняются и могут свидетельствовать об истории профиля. Отсутствие железистых пленок вокруг кварцевых песчинок в горизонте А1 черноземов связано с временными восстановительными условиями весной, когда имеет место застаивание влаги на горизонте В; позднее оно сменяется нисходящими токами, выносящими свободное железо.

На основании анализа глубины залегания карбонатов Робинсон (Robinson, 1950) оценил возраст двух соседних почв под лесом и под прерией соответственно в 20 000 и 27 000 лет. Однако эти почвы развиваются настолько близко друг от друга, что такое различие в возрасте просто невероятно. Если предположить, что почвы имеют одинаковый возраст, то различия в глубине карбонатного горизонта можно попытаться объяснить: 1) более сильным застаиванием просачивающихся атмосферных осадков на горизонте В лесной почвы по сравнению с соответствующим горизонтом почвы прерий, или 2) большим поступлением лёсса в течение почвообразования в почву прерий, или 3) более интенсивным развитием более пористой почвы прерий в течение последних 3000 лет (когда она стала развиваться под травянистой растительностью), в том числе благодаря деятельности фауны. До этого обе почвы были лесными.

В моллисолях содержание глины в горизонте А близко к содержанию глины в горизонте В, в почвах среднего механического состава и достаточно хорошо дренируемых. С ухудшением дренажа растет отношение количества глины в горизонте В к глине горизонта А, что может иметь несколько объяснений. В хорошо дренируемых почвах можно предположить перемещение глины из горизонта В в горизонт А. Другим возможным объяснением может быть более интенсивное глинообразование в горизонте А хорошо дренируемых почв прерий по сравнению с лесными или плохо дренируемыми. Третьей возможностью может быть слабое элювиирование глины и других коллоидов в почвах под травянистой растительностью в результате обра-

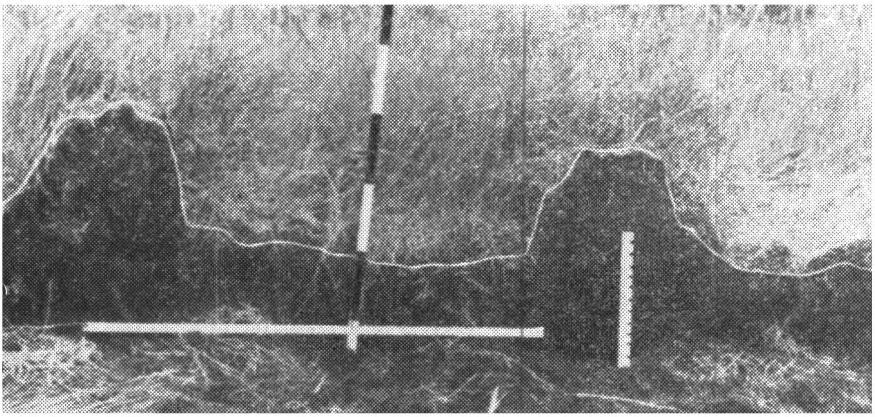


Фото 13. Поперечный профиль через два муравейника обыкновенных западных муравьев (Baxter, Hole, 1967).

зования комплексов, прочных связей в почве и быстрого потребления воды корневыми системами.

Наблюдения и расчеты Бакстера и Хоула (Baxter, Hole, 1967) подтверждают факт перемещения глины из горизонта В в горизонт А. Причиной его является муравей *Formica cinerea*, широко распространенный в прериях и строящий муравейники не выше 30 см и обычно не уже этой величины (фото 13). Содержание глины в муравейниках такое же, как в горизонте В. В муравейниках, по данным микроморфологии, обнаружены аржилланы точно такие, как в горизонтах В и С. Содержание доступного фосфора и калия в муравейниках чрезвычайно велико отчасти потому, что муравьи приносят материал из горизонта В и отчасти благодаря концентрации ими органического вещества.

Биологическая активность степных почв значительно выше, чем лесных. Доказательства приводятся различными авторами, наблюдавшими скорость распада in situ образцов измельченной почвы (Telfair, Garner, Miars, 1957), кусков ткани (Cooke, 1955) или веревки (Richard, 1945).

Активность дождевых червей наиболее велика в бруниземах и некоторых черноземах. Бакстер и Хоул наблюдали дождевых червей и их выбросы даже в муравейниках. Милфред (Milfred, 1966) описывает агрегаты и тубулы, созданные дождевыми червями в горизонте А1 пылеватого суглинка тама, брунизема (теперь моллисоль). Бантли и Папендик (Buntley, Papendick,

1960) использовали термин «вермисоль» для чернозема, интенсивно переработанного дождевыми червями до глубины 60 см или больше. В этой почве не наблюдалось профильных изменений механического состава, и структура горизонта В была скорее зернистой, чем призматической, горизонт Cca был бесструктурным, а гумусовый горизонт имел необычно большую мощность. Возможно, дождевые черви выносят карбонаты на поверхность почвы в бурых и каштановых почвах (вермустоллы).

Переработка почвенного материала нимфами цикад отмечается в бурых почвах и сероземах в штатах Айдахо, Юта и Невада (Hugie, Passey, 1963). Почвы среднего механического состава могут в значительной мере состоять из «глыбисто-цилиндрических» педов (агрегатов), образованных при заполнении кротовин. И сами кротовины и их заполнения являются «делом рук» нимф цикады в этих районах.

Торп (Thorp, 1949) и Мательский (Matelski, 1959) подсчитали, что ежегодно на поверхность почвы грызунами выносится от 50 до 100 т/га материала нижних горизонтов. Лэйкок (Laycock, 1958) отмечал, что гоферы в штате Вайоминг могут затаскивать в свои ходы, проложенные в снежном покрове, почву, которая остается на поверхности после таяния снега. Кертис (Curtis, 1959) считает, что верхние 60 см брунизема каждое столетие полностью перерабатываются муравьями, червями и грызунами.

Некоторые почвоведы, изучающие североамериканские каштановые почвы, считают, что в их горизонт A1 постоянно добавляются небольшие количества лёсса в результате эоловых процессов. Таким образом, почвы непрерывно растут вверх. Горизонты аккумуляции кальцита и гипса при этом тоже продвигаются вверх, образуя горизонт Bca над прежними Cca. Быстрее всего аккумулируется лёсс у изгородей и других преград. Процессы разбухания и сжатия приводят к развитию отчетливой призматической структуры в глинистых горизонтах каштановых почв. При сжатии — разбухании почвы происходят разрывы корней (Thorp, 1948).

В перигляциальное время почвы подвергались сильному промерзанию (конгелипедотурбациям) и эрозии поверхностными водами, в результате чего образовывались каменистые полосы, нарушался сток в горизонт В и местами происходило погребение почв (Fosberg, 1965) [1].

[1] Из изложенной характеристики «процессов в профиле моллисолей также ясно, насколько разнородной в генетическом отношении является эта группа (порядок) почв. Здесь наряду с гумусонакоплением (меланизацией) при недифференцированном профиле (что характерно для черноземообразования) указываются процессы лессиважа (формирования текстурного горизонта В и образования железистых конкреций), а также формирование

Использование моллисолей. Моллисоли в значительной мере используются человеком для производства продуктов питания. Почвы под культурой обычно слегка выщелочены, но сохраняют высокую насыщенность основаниями. Недостатком некоторых моллисолей является малое увлажнение, а в некоторых низменных районах — опасность паводков. Первые земледельцы быстро поняли, что эти почвы чрезвычайно производительны, стоит только разрушить плугом дернину. Сведение леса на моллисолях легко завершалось палами. Моллисоли были первыми почвами, используемыми в сельском хозяйстве с малым количеством удобрений и без них. Однако для современного интенсивного хозяйства необходимо внесение полного удобрения. В США вся естественная растительность сменилась полями пшеницы и кукурузы. Девственных моллисолей осталось чрезвычайно мало, их можно найти лишь по краям кладбищ, вдоль малоиспользуемых железных дорог и в расчлененной местности, например на холмах Флинта в штате Канзас. В СССР отдельные участки моллисолей сохранены для научных целей.

Классификация моллисолей. В основном к моллисолям относятся почвы, имеющие эпипедон моллик (рис. 37). Хотя все моллисоли имеют эпипедон моллик, присутствие последнего не позволяет еще автоматически отнести почву к порядку моллисолей. Эпипедоны моллик встречаются в некоторых вертисолях, где, однако, пластичная мобильная глина сказывается на «облике» почвы больше, чем эпипедон моллик. Эпипедон моллик может присутствовать также и в некоторых инсептисолях, где в то же время присутствие вулканического стекла или кислых горизонтов камбик более заметно. Отмечалось также, что эпипедоны, формально удовлетворяющие критериям моллик, но созданные благодаря энергичному известкованию, не позволяют отнести почву к порядку моллисолей. Моллисоли могут иметь горизонты альбик: аржиллик, кальцик, камбик или натрик.

В порядке моллисолей выделяются семь подпорядков (рис. 38).

Альболлами являются моллисоли с горизонтом альбик; они чаще встречаются на границах ареалов моллисолей с ареалами альфисолей или сподосолей.

Акволлы-моллисоли имеют признаки повышенной влажности.

иллювиально-карбонатного и даже гипсового горизонтов. Естественно, что столь широкое объединение процессов обусловлено чрезмерной географической экспансией термина «моллисоли» (почвы развитых травянистых формаций от степной — прерии — до полупустынной). — *Прим. ред.*

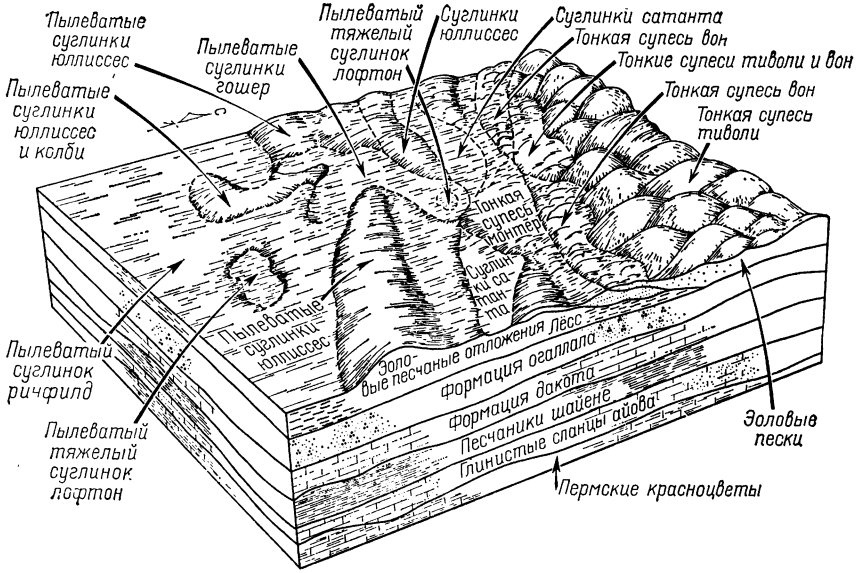


Рис. 37. Блок-диаграмма почвенных ландшафтов, графство Грант, юго-западная часть штата Канзас (Hamilton et. al., 1969).

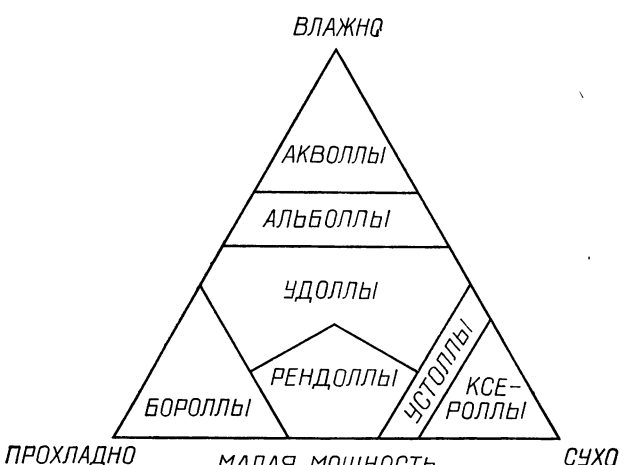


Рис. 38. Диаграмма некоторых зависимостей между подпорядками моллисолей.

ТАБЛИЦА 46

Подпорядки и большие группы в порядке моллисолей

Подпорядок	Большая группа
Рендоллы	Нет больших групп
Альболлы	Натральболлы — присутствие горизонта натрик Аргальболлы — присутствие горизонта аржиллик
Акволлы	Криакволлы — среднегодовая температура ниже 8° С Дуракволлы — присутствие дурипэна в верхнем метре Натракволлы — присутствие горизонта натрик Кальциакволлы — присутствие горизонта кальцик не глубже 40 см Аржиакволлы — присутствие горизонта аржиллик Гаплакволлы — прочие акволлы
Бороллы	Палеобороллы — верхняя граница горизонта аржиллик глубже 60 см Криобороллы — средняя температура лета ниже 8° С, в случае если есть горизонт О Натрибороллы — присутствие горизонта натрик Аржибороллы — присутствие горизонта аржиллик Вермибороллы — эпипедон моллик свыше 50 см >25% нижележащего горизонта, состоят из выбросов червей или ходов животных Кальцибороллы — присутствие горизонта кальцик или гипсик в пределах 1 м Гаплбороллы — прочие бороллы
Устоллы	Дурустоллы — присутствие плотной коры в 1 м от поверхности Натрустоллы — присутствие горизонта натрик Кальциустоллы — присутствие горизонта кальцик в пределах 1 м или петрокальцик в пределах 1,5 м Палеустоллы — присутствие горизонта петрокальцик в пределах 1,5 м или горизонта аржиллик с содержанием ила не ниже 20% в пределах 1,5 м от поверхности Аржиустоллы — присутствие горизонта аржиллик меньшей мощности, чем в палеустоллах Вермустоллы — имеют >50% эпипедона моллик и >25% нижележащего горизонта, состоят из выбросов червей или кротовин Гаплустоллы — прочие устоллы
Ксероллы	Те же группы, что и в устоллах, кроме вермиксеролов
Удоллы	Палеудоллы — присутствие горизонта аржиллик с содержанием ила не ниже 20% в пределах 1,5 м от поверхности Аржиудоллы — присутствие горизонта аржиллик меньшей мощности, чем в палеудоллах Вермудоллы — >50% эпипедона моллик и >25% нижележащего горизонта, состоят из выбросов червей или кротовин Гаплудоллы — прочие удоллы

Некоторые свойства основных (модальных)

Свойства / Почвы	Горизонт A1				
	мощность, см	pH	C : N	насыщенность, %	структура
Бруниземы, красноватые почвы прерий (аржи-, гапл-, верм-удоллы)	30	5,1—6,5	10—11	70—90	зернистая
Черноземы (аржи-, гапл-, натри-, верми-бороллы)	20	6,0—7,5	11—12	85	зернистая
Каштановые, красновато-каштановые (аржи-, гапл-, верм-, дур-устоллы)	20	6,8—7,5	10—13	90	зернистая до глыбистой и призматической
Бурые почвы (аржи-, гаплустоллы; аржи-, дур-ксероллы)	10	6,9—7,5	11	95	плитчатые до зернистой
Сероземы (гаплоксероллы)	7	7,5	8	100	тонкоплитчатая везикулярная

Примечание: Задача таблицы—дать в общем виде представление о центральном типе

Бороллы-моллисоли имеют среднегодовую почвенную температуру ниже 8° С, за исключением акволлов.

Рендоллы не имеют горизонтов аржиллик или кальцик. Мощность их эпипедонов обычно бывает меньше 50 см, ниже залегают обломки карбонатных и других пород.

Три подпорядка выделяются на основе различий в режимах почвенной влажности.

Удоллы обычно иссушаются в течение не более 90 дней или 60 дней подряд.

Устоллы иссушаются в течение более чем 90 дней в году, но не менее чем 60 дней подряд.

Ксероллы сухие более чем 60 дней подряд большую часть лета.

В целом подпорядки отражают как генетическую сторону, так и использование моллисолей. Появление горизонта альбик в альболлах отражает развитие оподзоливания. Баланс влаги и температуры, столь важные в сельском хозяйстве, отражаются

ТАБЛИЦА 47

вариантов моллисолей

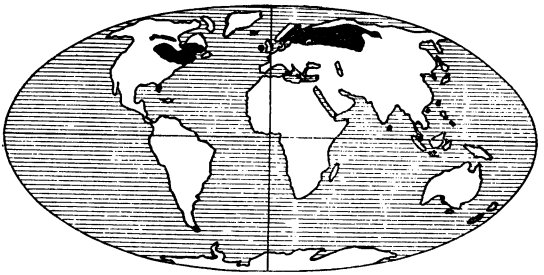
Развитие призм в горизонте Bt	Развитие организмов и глинистых пленок	pH в горизонте B	Гумус %		Горизонт Cca	Глубина карбонатов, см
			Ap	B		
слабое — отсутствует	среднее	5,3—6,7	4,5—2,0	1,5—1,0	нет	76—200
нет или слабое	среднее	6,5—7,5	4	2—3	обильно есть	38—60
среднее — сильное	слабое — сильное	7,5	3	2—3	есть	30—90
слабое — среднее	очень слабое	7,5	2	1,5	есть	20—60
нет, слабое до среднего	очень слабое	9,1	1,3	1,3	есть	17—30

почв в каждой из традиционных групп моллисолей

выделением устоллов, удоллов, ксероллов и бороллов[1]. Акволлы отражают местные особенности рельефа, так же как и ограничения в использовании, связанные с дренажем. Маломощность и щебнистость рендоллов важны и в генетическом и в производственном отношениях.

В табл. 46 дано разделение на большие почвенные группы, а в табл. 47 — оценка некоторых свойств моллисолей.

[1] Разделение порядка на подпорядки снова базируется на совершенно различных критериях, лишь частично генетических (наличие определенных диагностических горизонтов). Использование условных показателей теплового и водного режимов не соответствует генетическому подходу. — *Прим. ред.*



ГЛАВА 20

СПОДОСОЛИ: ПОЧВЫ С АККУМУЛЯЦИЕЙ ПОЛУТОРНЫХ ОКИСЛОВ И ГУМУСА В ГОРИЗОНТЕ В

Название «белые земли», сподосоли, резко контрастирует с названием «черные земли», бороллы (черноземы, см. гл. 19). Сподосоли объединяют большую часть почв, называемых подзолами (от русских слов: «под» и «зола»).

Сподосоли широко известны как кислые пепельно-серые пески над темными песчанистыми суглинками. Два контрастных горизонта с резкой границей между ними делают эти почвы наиболее заметными и фотогеничными в царстве почв. Многие ученые получают удовольствие от изучения сподосолей, быстро меняющихся вслед за растительностью и похожих на хроматографическую колонку. Развитию сподосолей на кварцевых песках способствует растительность, образующая грубую кислую подстилку. Органические соединения, передвигаясь вниз вместе с просачивающимися атмосферными водами, отбеливают кварцевые зерна в верхнем горизонте и одевают их темной пленкой из смеси окислов железа и гумуса в нижнем. Однако большое разнообразие сподосолей и их распространение в самых различных климатических зонах заставило предположить более сложные пути их образования, чем рассмотренный выше.

Экология. Не всякий белесый горизонт А2 (горизонт альбик) свидетельствует о том, что перед нами — сподосоль. Мы не распространяем термин «подзолообразование» на все почвы с обесцвеченным верхним или подповерхностным горизонтом. Албакволлы и албаквальфы (засоленные почвы и планосоли), эутроборальфы (серые таежные почвы) и многие гаплудальфы (серо-бурые подзолистые) являются почвами с активным подзолообразованием, но не относятся к сподосолям. Нельзя назвать сподосолем и псевдоподзол Мадагаскара с горизонтом акку-

муляции опаловых фитолитов мощностью от 1 до 30 см под акациями и бамбуками (Riquier, 1960). Таким образом, можно видеть, что выбор горизонта альбик в качестве диагностического был бы неудачным в отличие от горизонта сподик. Характерным признаком сподосолей является именно нижний горизонт от черного до темно-бурого цвета, причем верхний горизонт может быть пахотным или представлять собой пепельно-серый песок[1].

Местоположения, в которых встречаются подобные почвы, отличаются таким сочетанием факторов почвообразования, при котором имеет место аккумуляция железа, алюминия и (или) органического вещества в подпочве. Многие виды растений, в том числе злаковые травы, в лабораторных условиях образуют органические соединения, способствующие оподзоливанию, однако основным фактором подзолообразования является все-таки подстилка некоторых видов деревьев, например хемлока (*Tsuga canadensis*), каури (*Agathis australis*) (глава 11) и вереск (*Calluna vulgaris*) в Северной Европе. Отдельные представители сподосолей могут быть связаны с единичными экземплярами каури и хемлока или пятнами верещатника. Сподосоли также встречаются под многими древесными породами (*Picea*, *Pinus*, *Larix*, *Thuya*, *Populus*, *Quercus*, *Betula*) и различными кустарниками (*Vaccinium*) в северных широтах (McFee, Stone, 1965), где они образуют тайгу и близкие ей растительные ассоциации в горах, занимающие все вместе около 38 млн. км^2. Очевидно, режим влажности почв вызывает образование определенных органических соединений в горизонте О и их перемещение в подпочву.

На прибрежных равнинах северо-востока США огромные пространства заняты акводами (подзолами на близких грунтовых водах) под естественными дубовыми и сосновыми лесами.

Гигантский подзол Суринама (Eyk, 1957) имеет 25-см песчаный горизонт Bh_f на серо-белых песках мощностью 3 м, подстилаемых глиной, образовавшейся в результате выветривания кристаллических сланцев. Средняя годовая температура равна 26° С, а средняя годовая сумма осадков — 2300 мм, причем в октябре — ноябре устанавливается сухой сезон, когда в месяц выпадает 75 мм осадков. Современный тип растительности — саванна, по-видимому, сильно отличается от растительности, под которой сформировалась почва.

Типичный седераквод (подзол на близких грунтовых водах с железистой корой) мощностью 2 м находится в экологическом равновесии с низкорослым лесом (в котором деревья имеют

[1] Авторы, видимо, не учитывают генетическую взаимосвязанность этих горизонтов. — *Прим. ред.*

высоту 1,5—3 м) в Форт-Брэгг, в прибрежной полосе Калифорнии (Jenny, Arkley, Schultz, 1969). Карликовые подзолы были обнаружены на Аляске, их мощность составляет меньше 45 см (Kubota, Whittig, 1960), и под верещатниками в горах Смоки (McCracken, Shanks, Clebsch, 1962).

Известная «русская закономерность», заключающаяся в том, что климат бореальной зоны через живые организмы влияет на образование профиля с горизонтами O — A2 — Bh_f на любом минеральном субстрате, в том числе на карбонатных глинах, имеет большое значение из-за молодости ландшафтов в этой зоне. Однако при строгом определении порядка сподосолей, основывающемся на горизонте сподик, зональное распространение подзолов перестает быть непрерывным [1].

В некоторых полипедонах сподосолей часто встречаются бугры и другие неровности (называемые иногда «выворотами»), связанные с падением деревьев при ветровалах. Высота их достигает 1 м, а длина — 3 м. Высокие деревья с мощными стволами и поверхностной корневой системой, удерживающиеся при обычном ветре, падают во время сильных бурь, образуя такие бугры (Milfred, Olson, Hole, 1967). В Северной Америке в районе Великих озер рельеф «вывалов» занимает до 20% территории в лесах.

Микрорельеф в областях распространения сподосолей может быть различным; наиболее обычны сподосоли на ровных или слабо волнистых песчаных равнинах, но они были обнаружены и на склонах с большими уклонами в горах (Bouma et al., 1969), причем более развитые профили чаще приурочены к склонам северной экспозиции.

Обычно считают, что сподосоли образуются сравнительно быстро. Скорость почвообразования оценивается от нескольких сотен (Soil Survey Staff, 1967) до нескольких тысяч лет (Franzmeier, Whiteside, 1963a). Передвижение органических и минеральных коллоидов из верхних горизонтов в подпочву в крупнопесчаном материале до момента равновесия со средой требует времени и энергии. Бургес и Дровер (Burges, Drover, 1953) считают, что для выщелачивания кальцита из прибрежных песков в Новом Южном Уэльсе потребовалось 200 лет, для образования железистого подзола — 2000 лет, а железисто-гуму-

[1] Можно удивляться «генетической смелости» авторов, «завороженных» присутствием сподика и объединяющих «гигантские подзолы» тропических саванн Суринама с карликовыми подзолами Аляски и с таежными подзолистыми почвами или иллювиально-железистыми подзолами вересковых пустошей Европы Такая «смелость», позволяя им «опровергнуть» великую «русскую закономерность», приводит их к географическому несоответствию — *Прим. ред.*

сово-иллювиального подзола с pH ниже 4,5 — 3000 лет. Период образования подзола, погребенного под торфом в северной Ирландии, датировался по археологическим и палеоботаническим данным от 3000 до 2000 лет до н. э. (Proudfoot, 1958). Францмейер и Уотсайд (Franzmeier, Whiteside, 1963a) изучали 10-тысячелетнюю хронокатену сподосолей в Мичигане и пришли к выводу, что для их образования необходимо время от 3000 до 8000 лет. Возраст типичного сидераквода на прибрежной равнине в Калифорнии был определен в миллион лет (Jenny, Arkley, Schultz, 1969)[1].

Природа почвообразовательных процессов. Подзолообразование представляет собой группу процессов (Герасимов, 1960; Пономарева, 1964; Stobbe, Wright, 1959), вызывающих перемещение под влиянием иона водорода (Hallsworth, Costin, Gibbons, 1953) и органических соединений (Bloomfield, 1953a, b, 1954), железа и алюминия (а также в небольших количествах фосфора) из верхней части минерального профиля в нижнюю. Если глина также подвергается суспензионному переносу, это считается нетипичным для почвообразующего процесса, формирующего сподосоли, хотя перенос глины нередко сопровождает подзолообразование. В горизонте сподик часто обнаруживается аккумуляция глины, а также ниже в горизонте аржиллик (Franzmeier, Whiteside, 1963a; Milfred, Olson, Hole, 1967). Соотношение свободное железо/глина непостоянно по профилю, как это наблюдается в альфисолях и ультисолях (Soil Survey Staff, 1967). «Истинные сподосоли» должны развиваться на почти безглинистом материале, а поступление глины эоловым путем, если и имеет место, то оно крайне ничтожно в ходе почвообразования[2].

Процесс образования сподосолей можно рассматривать в различных аспектах: аккумуляция органического вещества, выщелачивание и подкисление среды, выветривание, перемещение Fe и Al (отчасти P, Mn и глины) из горизонта A в горизонт B; нахождение гуминовых и фульвокислот (вместе с частью глины) в горизонте B, образование гумусовых пленок, уменьшение объемного веса, цементация.

Аккумуляция органического вещества в профиле сподосоля концентрируется в горизонтах O, Bh_f или Bh (сподик). Общее количество органического вещества, выраженное в тоннах сухого веса на га, по подсчетам в хронокатене (Franzmeier, Whiteside, 1963) за 10 000 лет увеличилось до 75. В хорошо

[1] Все эти возрастные данные базируются на различных методах.—*Прим. ред*

[2] Получается, что «истинные сподосоли» образуются только на песках — *Прим. ред.*

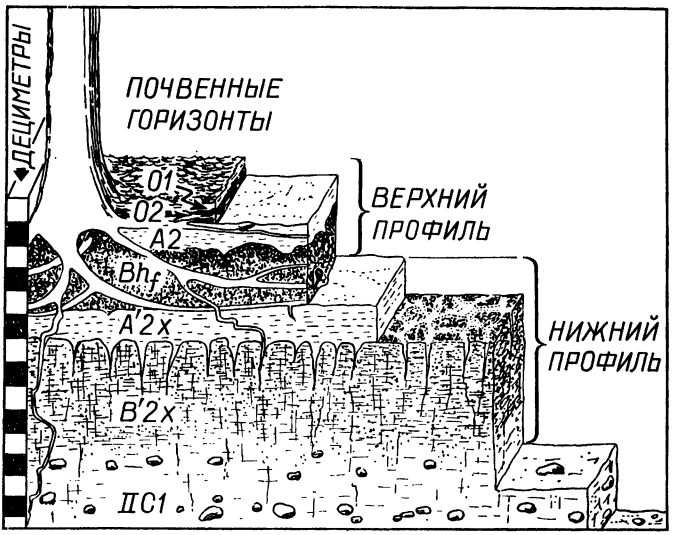


Рис. 39. Разрез в виде диаграммы двучленной почвы сподосоли, штат Висконсин.

дренируемых развитых сподосолях распространение корней деревьев наблюдается обычно в горизонтах О и сподик.

Горизонты О сподосоля представляют собой слои мора (рис. 39) с обильными грибами, гифы которых пронизывают в некоторые сезоны всю органическую массу. Разложение кислой подстилки ограничивается промерзанием, иссушением, низкими летними температурами, кислотностью, устойчивостью растительных остатков и, возможно, антибиотиками, продуцируемыми актиномицетами, грибами и бактериями. У стволов каури мор может достигать мощности 1 м (почва напоминает фолисты). Коллемболы и клещи особенно обильны в этих горизонтах вместе с некоторыми артроподами и Annelidae (Eaton, Chandler, 1942; Macfadyen, 1963). Хотя общее потребление кислорода биомассой мора может составлять лишь треть той же величины у мюлля (Kevan, 1955), интенсивность дыхания на 1 г биомассы может быть в три раза выше. Это явление можно объяснить тем, что микрофауна в море мельче, а каждый экземпляр более активен, чем в мюлле. В море отношение объема живых организмов к объему подстилки составляет 1 : 30 000 в слое подстилки (О1) и 1:15 000 в слое ферментации и гумусовом (О2).

Выщелачивание карбонатов и довольно энергичное замещение катионов (Ca^{++}, Mg^{++}, K^{+} и Na^{+} ионами H^{+} и Al^{+++} в гори-

зонте А) являются предпосылками мобилизации органического вещества и вместе с ним Fe, Al и около $^1/_{20\,000}$ фосфора и отчасти Mn. Торп [1] наблюдал рендзиновидную почву под деревом каури, растущим на невыщелоченной породе. Бейли, Уотсайд, Эриксон (Bailey, Whiteside, Erickson, 1957) фиксировали разрушение профиля, развивавшегося на породе с высоким — 12% исходным содержанием кислоторастворимых минеральных веществ.

Количество железа и алюминия, аккумулировавшегося в сподосоле, может быть значительно больше того, которое участвовало в биологическом круговороте за все время жизни почвы (Franzmeier, Whiteside, 1963b). Источником этих двух элементов является выветривание ферромагнезиальных минералов — полевых шпатов, иллита и хлорита в горизонте А, где pH обычно падает ниже 5,0 и однажды был равен 2,8 (Jenny, Arkley, Schultz, 1969). Присутствие в исходной породе зерен выветривающихся минералов не обязательно. Если железа в породе содержится мало, горизонт сподик представлен зернами кварца, покрытыми гумусовыми пленками (Edelman, 1960).

Горизонт альбик сподосолей является местом аккумуляции: 1) устойчивых минералов и 2) труднорастворимых продуктов разложения органического вещества. К устойчивым минералам относят кварц и отчасти монтмориллонит и бейделлит (Bouma et al., 1969). Кроме того, устойчивыми считаются различные формы кремнезема, например дегидратированная кремнекислота или вторичный кварц с небольшими примесями окислов титана и сульфата бария в некоторых почвах, Горизонт альбик имеет розоватый оттенок под лесом (5YR6/3), влажный и серый (10YR6/2) под верещатниками (Schuylenborgh, 1962). Немецким эквивалентом горизонта альбик является «Bleicherde».

Иллювиирование почвы, или лессиваж по Дюшофуру (Duchaufor, 1958), или иллимеризация по Фридланду (Фридланд, 1957) иногда рассматриваются как процессы, предшествующие подзолообразованию. После того как из верхних горизонтов вынесена глина, на относительно грубом материале могут формироваться горизонты альбик и сподик. Профили сподосолей нередко языками заходят в более древние деградированные горизонты. В некоторых сподосолях лессиваж протекает одновременно с подзолообразованием. Франциейер, Уотсайд и Мортланд (Franzmeier, Whiteside, Mortland, 1963) наблюдали очень тонкие аржилланы с высоким двупреломлением на отдельных песчаных зернах, покрытых сверху толстыми (1,08 мм) органическими кутанами в горизонте сподик.

[1] Личное сообщение (Thorp, 1962).

Химическое элювиирование в этих почвах подразумевает восстановление и перемещение Fe (McKenzie, Whiteside, Erickson, 1960) в форме хелатов (Atkinson, Wright, 1957) и комплексных соединений со сложной структурой, например полифенолов (Bloomfield, 1957). Максимальная аккумуляция алюминия обычно наблюдается в горизонте сподик ниже максимума аккумуляции Fe. Аальтонен и Маттсон (см. Jenny, 1941) обнаружили, что горизонт В подзолов может расти снизу вверх, причем зона максимальной аккумуляции коллоидов перемещается с глубины 40 см к 15 см за период, близкий к 5000 лет. Бургес и Дровер (Burges, Drover, 1953), напротив, считают, что эта зона со временем опускается.

Осаждение иллювиируемых полуторных окислов в горизонте сподик — orterde и orstein по немецкой терминологии — может быть механическим, химическим или биологическим. Недостаточное количество просачивающихся в почву осадков во время дождей не приводит к выпадению коллоидов и осадков из растворов в горизонте Bh_f. Механическое осаждение аналогично просеиванию через сита. Коллоиды заполняют поры. Когда этот процесс развивается интенсивно, горизонт сподик растет вверх в горизонт альбик, что и наблюдалось Францмейером и другими (Franzmeier et al., 1963). Бактерии могут разрушать хелаты и комплексные органические соединения, мобилизующие Fe и Al. Отрицательные заряды на тонких глинистых пленках могут нейтрализовать положительные заряды коллоидов полуторных окислов и привести к их осаждению. В исследованиях, проведенных в северной Калифорнии (Malcolm, McCracken, 1968), было выяснено, что основными мобилизующими Fe и Al агентами являются полифенолы, органические кислоты и сахара. Было также установлено, что основная часть органического вещества, мобилизующего Al и Fe, поступает и с древесным опадом. Кроме того, теми же исследователями было доказано, что осаждение Fe и Al имеет место в тех случаях, когда их отношение к мобилизующим агентам оказывается достаточно широким, а кальций не играет никакой роли в рассматриваемых процессах. Кавагучи и Матсуока (Kawaguchi, Matsuoca, 1960) также доказывали, что подвижность железа связана с его соотношением с количеством органического вещества, переводящего его в подвижное состояние, и что образование горизонта сподик является следствием относительного избытка железа. Очевидно, аналогичные закономерности можно обнаружить и в поведении алюминия (Malcolm, McCracken, 1968). Таким образом, механизм мобилизации и осаждения является основой для понимания генезиса горизонта сподик.

Гуминовые кислоты в горизонте альбик превращаются в фульвокислоты путем увеличения количества функциональных кислородных групп. Эти кислоты движутся вниз в горизонт сподик, где они связываются железом и алюминием, накопившимися там. На поверхности горизонта сподик образуется почти черный органический подгоризонт. При утолщении пленок вокруг песчинок и достижении ими определенной толщины, пленки в сухое время растрескиваются. Осколки отслоившихся пленок двигаются вниз по порам, увеличивая при этом влагоемкость почвы. Развитие этого процесса может способствовать смене хвойных лесов лиственными и последующей деградации сподосолей. В аморфные пленки и скорлупки попадают и небольшие количества глины.

Многое из того, что было выяснено о хелювации (Swindale, Jackson, 1956) в хорошо дренируемых сподосолях, справедливо и для акводов (подзолов на близких грунтовых водах), в которых важным фактором перемещения веществ являются колебания уровня грунтовых вод.

Весь процесс формирования сподосолей вызывает общее уменьшение объемного веса минеральной части профиля. В мичиганских сподосолях отмечается увеличение объема на 13% (Bailey, Whiteside, Erickson, 1957). Хоул и Шмуде (Hole Schmude, 1959) в северном Висконсине обнаружили уменьшение объемного веса от 1,67 г/см^3 в горизонте С до 1,21 г/см^3 в горизонте А2 в песчаном сподосоле, а в пылеватом соответственно от 1,62 г/см^3 до 1,13 г/см^3. Мак-Фи и Стоун (McFee, Stone, 1965) определили объемный вес органического вещества как 0,14 г/см^3, при этом вес мора оказался равным 270 т/га при запасе 71 т органического вещества в минеральной части профиля. Широко распространенная языковатость сподосолей как в горизонте А2, так и в горизонте В объясняется, скорее всего, проникновением почвы и влаги по корням деревьев.

Цементация может быть чрезвычайно сильной в корнеобитаемой толще сподосолей. «Дуринодами» (Soil Survey Staff, 1967) называются цементированные участки горизонта альбик. Обычно цементирующим материалом здесь служит кремнезем. Маломощный 1—10 см, волнистый или карманообразный черный до красновато-бурого, плотный железистый горизонт, залегающий в пределах верхних 50 см, назван горизонтом плацик (Soil Survey Staff, 1967). Он был обнаружен как в тропических, так и в субарктических почвах. Более интенсивная цементация, захватывающая большую толщу и превращающая почвенную массу в исключительно твердый материал, напоминающий плотную породу, классифицируется как ортштейн. Польский (Польский, 1961) считает, что в составе ортштейновых горизонтов

может быть от 5 до 21% Fe_2O_3 и от 2 до 15% MnO. П. Э. Мюллер предлагает различать несколько типов ортштейнов, в том числе черный торфообразный ортштейн, бурый гумусовый и два конкреционных: на кварцевых песках, так называемый псевдопесчаник, и в торфах, называемый болотной рудой и содержащий до 90% гидроокислов железа (Muir, 1961).

Под горизонтом сподик многих сподосолей располагается слабо и обратимо сцементированный горизонт, называемый фраджипэном (рис. 39; Nygard, McMiller, Hole, 1952). Предполагается, что невидимый цемент таких горизонтов представлен иллитом, кремнеземом или алюминием. Это кажется правильным, если основываться на расчетах Роде (см. Russell, 1956), установившего следующий порядок выноса элементов из почвы в течение 10 000 лет (в порядке уменьшения содержаний): Si>>Al>Fe>K>Mg>Ca>Na, что отражает содержание элементов в исходных породах.

Фраджипэн характеризуется определенным строением: тонкие частицы заполняют все пустоты между более крупными, так что объемный вес фраджипэнов (абсолютно сухой) может достигать 1,92 г/см^3 (Hole et al., 1962). Структура фраджипэна может быть призматической, плитчатой или ячеистой (везикулярной), что может быть связано с промерзанием без криотурбаций. Перемещение линии промерзания вниз могло способствовать вымораживанию тонких частиц из горизонта, повысить плотность упаковки частиц и хрупкость всей массы. Пылеватые и глинистые натеки на верхних гранях обломков пород ниже горизонта фраджипэна подтверждают высказанное предположение. Фраджипэн является барьером для корней и нисходящих потоков влаги, поэтому в почвах склонов с фраджипэном большое значение имеет боковой внутрипочвенный сток[1].

Изменение экологических условий может оказывать сильное влияние на подзолообразование. В южной части центральной Аляски смена лугов лесами превратила криандепты в криортоды (Rieger, DeMent, 1965). Исчезновение хемлока из жестколистных хемлоковых лесов северного Висконсина привело к размыванию горизонта сподик (Milfred, Olson, Hole, 1967). Разрастание сфагновых мхов в тайге северной Канады может привести к погребению сподосолей гистосолями.

Использование. Сподосоли заняты лесами, пастбищами, сенокосами и полями. Почвенные ландшафты на рис. 40 большей частью покрыты низкорослыми малопродуктивными дубово-

[1] Образование цементированных горизонтов в нижней части почв (ортштейнов, оруденелых горизонтов, фраджипэнов), несомненно, связано с различным генезисом и почв и этих горизонтов. — *Прим. ред.*

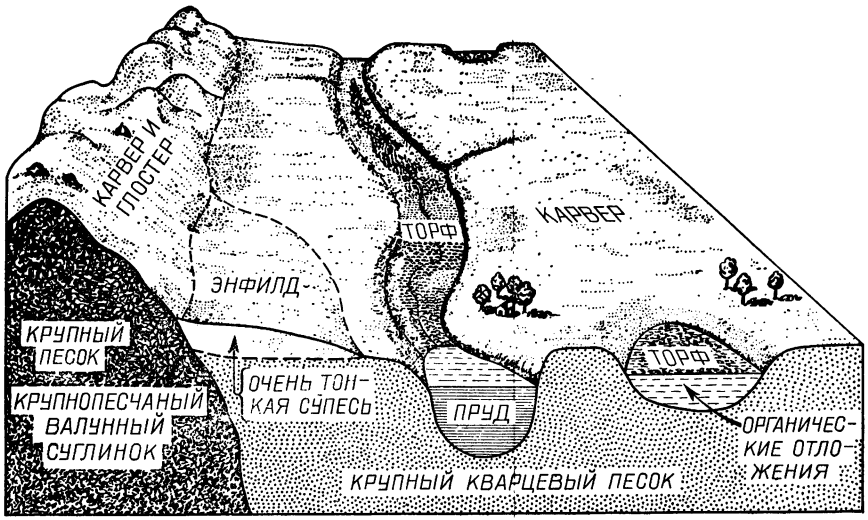


Рис. 40. Блок-диаграмма почвенных ландшафтов, графство Плимут в восточной части штата Массачусетс (U p h a m, 1969).

сосновыми лесами, однако некоторые ровные участки заняты огородами, а также болотами, на которых собирают клюкву. Трехсотлетнее сенокошение на слабо, но постоянно удобряемых навозом альпийских лугах превратили сподосоли в «бурые» почвы (инсептисоли) в некоторых районах Швейцарии (Bouma et al., 1969). В северной части центрального района США применяются севообороты на сподосолях с зерном на силос, овсом, рожью, картофелем, красным клевером, льном, смородиной и малиной. Сподосоли на прибрежной равнине штата Северная Каролина являются основным местом промышленных сборов черники. Внесение удобрений и окультуривание увеличивает запас питательных элементов в сподосолях, вызывает увеличение объемного веса в результате перемешивания горизонтов О и А2 и известную деградацию горизонта сподик в результате лучшей аэрации и усиления выноса, особенно на орошаемых картофельных полях. Все больше увеличивается рекреационное значение рассматриваемых почв, горожане все чаще устремляются к лесным рекам и озерам. Немало также на сподосолях и заповедников.

Классификация. Если в почве обнаруживается горизонт сподик (или сцементированный железом горизонт плацик над

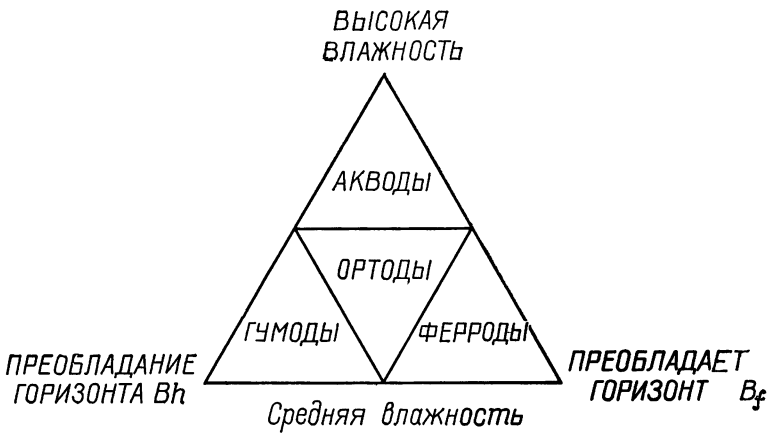


Рис. 41. Диаграмма некоторых зависимостей между подпорядками сподосолей.

фраджипэном), соответствующий принятому определению, почва классифицируется как сподосоль со своими четырьмя подпорядками (рис. 41).

1. Акводы — это сподосоли, постоянно насыщенные водой (хотя бы от поверхности до горизонта плацик или дурипэн, если таковой имеется), или, если почвы были искусственно дренированы, в них обнаруживаются такие признаки прежнего переувлажнения, как: а) эпипедон хистик; б) пятнистость горизонта альбик и верхней части горизонта сподик и в) дурипэн в горизонте альбик.

2. Ферроды-сподосоли менее влажные, чем акводы, и имеющие отношение свободного железа (элемента) к углероду не меньше 6.

3. Гумоды-сподосоли, менее влажные, чем акводы, и имеющие в составе горизонта сподик преимущественно диспергированное органическое вещество и алюминий, при низком содержании железа (менее 0,5% от навески мелкозема).

4. Ортоды — это сподосоли, менее влажные, чем акводы, с содержанием свободного железа в горизонте сподик, не более чем в 6 раз превышающего содержание углерода, а обычно значительно меньше.

Большие группы (16 групп; табл. 48) выделяются на основании ряда факторов: среднегодовой температуры почвы и амплитуды колебаний почвенных температур, степени цементации горизонта альбик кремнеземом, степени аккумуляции же-

ТАБЛИЦА 48

Подпорядки и большие группы в порядке сподосолей

Подпорядок	Большие группы
Акводы	Фраджиакводы — фраджипэн ниже горизонта сподик, но нет горизонта плацик Криакводы — среднегодовая температура почвы $<8°$ С Дуракводы — затвердевший горизонт альбик, в котором сухие структурные отдельности не разрушаются в воде Плакакводы — горизонт плацик располагается выше горизонта сподик и фраджипэна Тропакводы — среднегодовая температура почвы $>8°$ С, а годовая амплитуда $<5°$ С Гаплакводы — 50% горизонта сподик краснеет при прокаливании Сидеракводы — прочие акводы
Гумоды	Плакогумоды — в горизонте сподик выделяется горизонт плацик Тропогумоды — средняя температура почвы $>8°$ С, а годовая амплитуда $<5°$ С Фраджигумоды — с фраджипэном под горизонтом сподик Криогумоды — средняя температура почвы $<8°$ С Гаплогумоды — прочие гумоды
Ортоды	Плакортоды — с горизонтом плацик внутри или над горизонтом сподик Фраджиортоды — с фраджипэном под горизонтом сподик Криортоды — среднегодовая температура почвы $<8°$ С Гаплортоды — прочие ортоды
Ферроды	Большие группы не выделяются *

* Обращает внимание разнородность и непоследовательность диагностических показателей для выделения больших групп почв — *Прим. ред.*

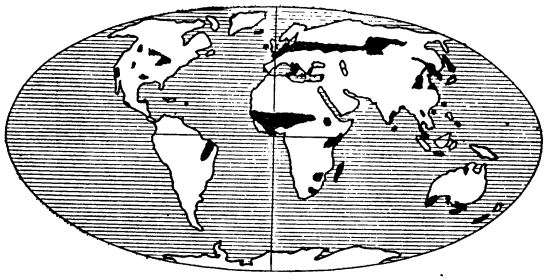
леза в горизонте сподик, степени развития фраджипэна, присутствия эпипедона умбрик [1].

В этой классификации не учитываются погребенные сподосоли, подобные описанным Брайсоном, Ирвингом и Ларсеном (Bryson, Irving, Larsen, 1965) в переходной полосе между тундрой и тайгой в Канаде.

Некоторые гаплортоды с эпипедонами охрик, залегающими на горизонте сподик (без горизонта альбик), были названы раньше бурыми подзолистыми (Nygard, McMiller, Hole, 1952).

Некоторые авторы пользовались терминами максимальный, средний и минимальный для обозначения степени развития профиля сподосоля в данном районе (Hole, Schmude, 1959).

[1] На основании очень различных в генетическом отношении признаков. — *Прим ред.*



ГЛАВА 21

АЛЬФИСОЛИ: НАСЫЩЕННЫЕ ЛЕСНЫЕ ПОЧВЫ

Большинство почв, более глинистых в горизонте В, чем в горизонте А, распределяются между порядками альфисолей и более выветрелых ультисолей. Можно предположить, что характерные свойства рассматриваемого порядка могут образовываться в почвах самых различных районов, и, хотя альфисоли в своем наиболее типичном выражении встречаются в умеренном поясе, некоторые из них были описаны на сильно выветрелых отложениях в тропическом и субтропическом поясах.

Экология. Для образования ландшафта с альфисолями необходимы две предпосылки: 1) относительное обилие слоистых глин и 2) достаточно активная аккумуляция их, приводящая к развитию горизонта аржиллик. Перемещение глины имеет место в особо кислых условиях или в присутствии натрия[1]. Не меньшее значение имеет отсутствие условий, приводящих к развитию горизонтов сподик и моллик или некоторых других, которые могли бы оказаться предпочтительными при классификации почв. Хотя альфисоли встречаются во многих климатических зонах, они наиболее распространены в умеренно теплых гумидных и субгумидных областях на молодых устойчивых поверхностях без сильных педотурбаций и активной почвенной эрозии в течение хотя бы последних нескольких тысяч лет. Почвы относительно молоды и содержат сравнительно много первичных минералов, слоистых глин и элементов питания растений. Огромные пространства сохранившихся или сведенных лесов (лиственных) или прерий на моренах, лёссах, а также на древнем аллювии являются областями распространения альфисолей. В тропиках они развиты на более молодых геоморфологических поверхностях по сравнению с ультисолями и оксисо-

[1] Трудно предположить, чтобы в подобных почвах был обменный Na. — *Прим. ред.*

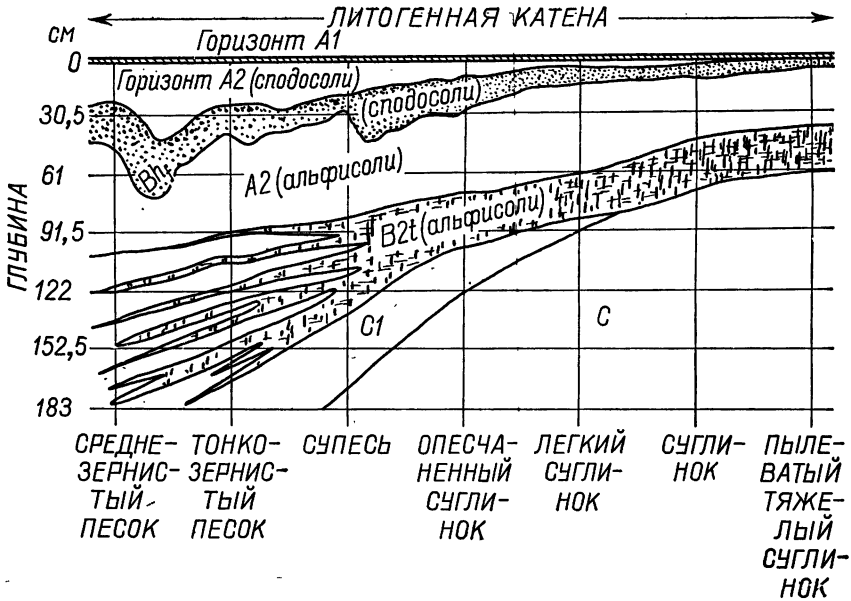


Рис. 42. Литогенная катена двучленных почв, штат Мичиган (Gardner, Whiteside, 1952).

лями. По механическому составу альфисоли могут быть суглинистыми, супесчаными и глинистыми с обязательным иллювированием глины в горизонте Bt в виде аржилланов. Гарднер и Уотсайд (Gardner, Whiteside, 1952) обнаружили литокатену альфисолей на морене в штате Мичиган (рис. 42). Клайн (Cline, 1949) в штате Нью-Йорк наблюдал хронолитокатену от невыщелоченных до сильно выщелоченных почв: бурые лесные (удолл)→серо-бурые подзолистые (удальф)→бурые подзолистые и подзолы (гаплортод; рис. 12). Очень глинистые красновато-бурые гориознты Bt были приурочены к известнякам и сильно карбонатной морене (Bartelli, Odell, 1960a, b). В условиях умеренно теплого влажного климата альфисоли — наиболее распространенные почвы; они приурочены ко всем элементам рельефа, кроме очень крутых склонов, пойм и слабо дренируемых депрессий. В семигумидных и аридных условиях альфисоли обычно приурочены к периферическим частям депрессий, где особенности водного режима обусловливают миграцию натрия и глины с образованием горизонта натрик[1]. Большие

[1] С генетической точки зрения оглинение горизонта В в лесных насыщенных почвах (аржиллик) никак нельзя отождествлять с горизонтом В солонцовых почв (натрик). — *Прим. ред.*

абсолютные высоты, малое количество осадков или повышенная концентрация натрия в материнских породах способствуют образованию альфисолей в тропиках (Guerrero, 1963). Основные массивы альфисолей находятся в прохладном и влажном климате, в умеренно влажных районах, главным образом в северном полушарии, а также в субгумидных и средиземноморских районах на всех континентах.

Альфисоли встречаются в различных условиях рельефа — от равнинного до холмистого. Они нередки и в сочетаниях с почвами других порядков, особенно в тех случаях, когда велики микроклиматические различия, связанные с разнообразием форм зрелого рельефа. В восточном Огайо на склоне южной экспозиции под ксерофитным дубовым лесом сформировалась 90-сантиметровая корнеобитаемая толща кислой бурой лесной и серо-бурой оподзоленной почвы, переходной к бурой подзолистой (альфик охрепт), в то время как на склоне северной экспозиции под мезофильным буково-кленово-липовым лесом образована 100-сантиметровая корнеобитаемая толща на бурой лесной кислой почве (по-видимому, моллик охрепт) (Finney, Holowaychuk, Heddleson, 1962).

На образование профиля альфисоля в восточной Айове требуется около 5000 лет (Arnold, Riecken, 1964), что связано с небольшой скоростью процесса аккумуляции глины, приводящего к формированию горизонта аржиллик.

Природа почвообразовательного процесса. Предпосылками образования альфисолей являются, по-видимому, выщелачивание карбонатов и брунификация (см. ниже). Первый процесс создает условия, благоприятные для передвижения плазмы вместе с просачивающимися атмосферными водами. Миграция плазмы активизируется в результате потери формирующейся корнеобитаемой толщей такого сильного флоккулянта, как карбонат (или бикарбонат) кальция. Реакция почвы может быть кислой, вплоть до pH = 4,5 в горизонте Bt гаплудальфа. Почвенные коллоиды перемещаются в этих почвах в кислой среде. В натрустальфах диспергация и передвижение глины связано с присутствием иона натрия. Также может иметь место передвижение коллоидов путем хелювиации, о чем можно судить по наличию ярко выраженного горизонта альбик и аржиллик в эутроборальфах, при нейтральной реакции профиля до самой поверхности. Второй процесс (брунификация) высвобождает менее активный флоккулянт — железо, которое усиливает аккумуляцию глины в иллювиальном B горизонте, в то время как карбонаты горизонта C осаждают коллоиды в нижней части корнеобитаемой толщи.

Горизонты О1 и О2 обнаруживают сезонную динамику с максимальной аккумуляцией органических веществ зимой и минимальной поздним летом в некоторых лесных гаплудальфах (Nielsen, Hole, 1964, рис. 43). Под прерией горизонт О бывает более плотным, чем под лесом, и поэтому он ограничивает испарение влаги из почвы. В результате сокращается вегетационный период за счет более позднего прогревания влажной почвы прерии весной.

Образование охрик эпипедона (А1 горизонт) характерно для всех альфисолей и под лесом, и под прерией. Корни растений являются главными агентами в меланизации верхнего горизонта почв прерий. Там, где в прериях процесс меланизации недостаточно интенсивен, чтобы привести к созданию эпипедона моллик, образуются альфисоли. Деревья также поставляют в почву известное количество органических остатков в виде подстилок, далеко не так прочно связанных с почвенной массой, как в прериях. В лесах образованию мюлля в значительной мере способствуют дождевые черви (Nielsen, Hole, 1964) и другие представители почвенной фауны, перемешивающие листовой опад с минеральной частью почвы в верхних 2—10 см и пере-

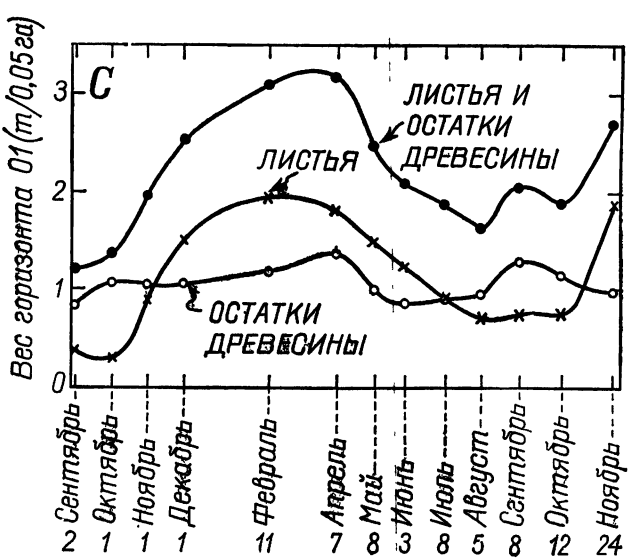


Рис. 43. Сезонные изменения сухого веса органических горизонтов почв удальф под лесом (Nielsen, Hole, 1964).

рабатывающие его в гумус. Биологический круговорот из подпочвы в горизонты О и А1 является важным процессом. В удальфах на это указывает почти нейтральная реакция (pH= =6,5—7,0) горизонта А1, залегающего на кислой (pH=4,8—5,8) подпочве. Остатки карбонатных конкреций в выбросах дождевых червей были обнаружены в мюлле лесных альфисолей. Микрорельеф в лесах объясняется деятельностью животных, в частности кротов и грызунов. Колонии бактерий также имеют некоторое значение в образовании эпипедона охрик с его зернистой структурой.

Эффект выщелачивания и элювиирования глины наиболее очевиден в горизонте альбик, где меланизация минимальна. Для горизонтов альбик почв прохладных районов характерна плитчатая структура, являющаяся результатом их разбухания и сжатия в циклах промерзания — оттаивания и увлажнения — иссушения, а также результатом параллельной ориентации плоских пылеватых частиц. Причиной плитчатости может быть и передвижение сезонной верховодки. Пузырьковая структура может возникнуть в результате образования пузырьков газа при замерзании воды. Физическое разрушение тонкопесчаных и крупнопылеватых частиц наиболее активно протекает в горизонте альбик (Arnaud, Whiteside, 1964). В некоторых горизонтах альбик содержит сравнительно много бесцветного или светлоокрашенного органического вещества (Wilde, 1950). Устойчивые минералы, например кварц, в большей степени концентрируются в горизонтах А и отношение SiO_2/R_2O_3 в них выше, чем в горизонтах Bt (Allan, Hole, 1968).

Проникновение языков белесого материала по трещинам в горизонт Bt наиболее отчетливо выражено в эутроборальфах и глоссудальфах (серые лесные почвы; Ranney, Beatty, 1969). Белесые пленки (присыпку) на гранях структурных отдельностей в верхней части горизонта аржиллик деградирующих удоллов (Arnold, Riecken, 1964) можно считать началом этого процесса.

Присутствие аржилланов с оптической ориентацией в шлифах из горизонта аржиллик считается доказательством выноса глины из горизонта А и ее аккумуляции в горизонте В, причем передвигается скорее тонкая глина, чем крупная. Образование этих кутанов является следствием механического перемещения глины, как показали Торп, Стронг и Гэмбл (Thorp, Strong, Gamble, 1957), хотя не исключается полностью и передвижение алюминия с кремнеземом в растворах и последующий синтез из них глины в горизонте Bt. Во многих удальфах большая часть аржилланов приурочена к самой нижней части корнеобитаемой толщи (Buol, Hole, 1959).

Отложение глины вместе с полуторными окислами и органическим веществом в горизонте аржиллик может быть вызвано: 1) просачиванием влаги во внутренние части педов; 2) закрыванием пор при разбухании и последующим замедлением просачивания влаги; 3) действием тонких пор подобно ситам; 4) осаждением отрицательно заряженной глины положительным зарядом гидроокислов железа в горизонте Bt и зарядом катионов поглощенных оснований в нижней части корнеобитаемой толщи (солума). Условия для массового образования аржилланов в альфисолях встречаются относительно редко. Для образования аржилланов наиболее благоприятны сильные дожди после продолжительных сухих периодов.

Возможно, что педотурбации при разбухании глины (Nettleton, Flach, Brasher, 1969), промерзании, воздействии корней и фауны вызывали разрушение аржилланов в верхней части горизонта аржиллик. Некоторые аржилланы тянутся в глубь профиля на несколько метров вдоль трещин и пор упаковки; очевидно, они не подверглись разрушению (Gooding, Thorp, Gamble, 1959). Часть папул в верхних слоях горизонта B является, несомненно, фрагментом аржилланов.

Некоторые цикады (Hugie, Passey, 1963) способствуют образованию специфической «цилиндрически»-глыбистой структуры в горизонте Bt некоторых устальфов и, по-видимому, разрушают при этом аржилланы.

Педотурбации, связанные с растениями, по-видимому, не играют большой роли в образовании альфисолей. На альфисолях в лесах сравнительно мало бугров и других неровностей рельефа, связанных с деревьями, по сравнению с лесами на сподосолях, что можно объяснить более глубоким проникновением корней на альфисолях.

Призматическая структура наиболее развита в горизонтах B устоллов и ксероллов (каштановых и бурых почв, сероземов и солодей), где появление и уничтожение трещин происходило преимущественно в подпочве и не вызвало педотурбаций.

В некоторых горизонтах аржиллик глина унаследована от материнской породы или образовалась in situ. Борчард, Хоул и Джексон (Borchardt, Hole, Jackson, 1968) нашли признаки, указывающие на то, что около 20 см лёсса было поглощено горизонтом Bt в обычных гаплудальфах в юго-восточном Висконсине.

В тех случаях, когда затрудненный дренаж приводит к образованию временных восстановительных условий, брунификация и оглеение обычно сосуществуют в зоне сезонных колебаний верховодки, приводя к развитию бурых и серых пятен. Часто встречаются мелкие железистые конкреции. Браун и Торп

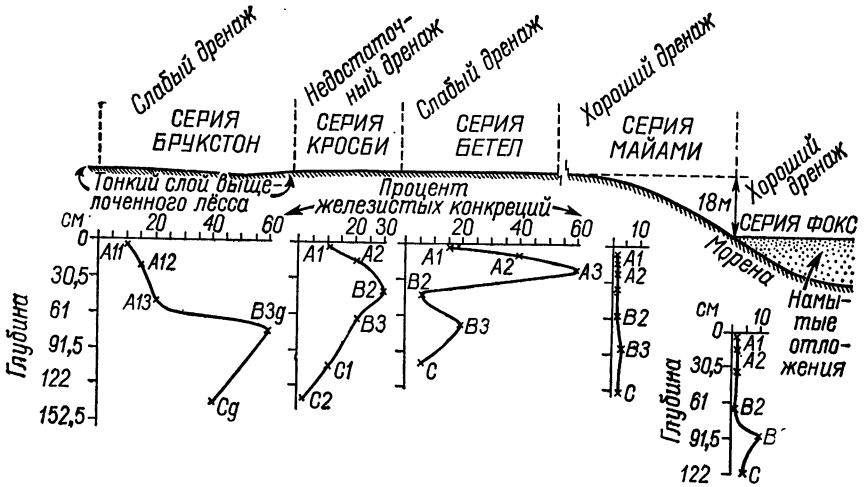


Рис. 44. Распределение железистых конкреций в почвенной катене майами (Brown, Thorp, 1942).

(Brown, Thorp, 1942) описали распределение признаков оглеения в катенах и семействах почв Майами (рис. 44). Европейские почвоведы описывают эволюционный ряд почв от парабраунерде (удальф) до псевдоглеев, связанный с развитием плотного глинистого горизонта и образованием различных пятен.

В образовании альфисолей участвуют следующие процессы:

1. Концентрация глины в горизонте В при выносе карбонатов из исходного материала этого горизонта.

2. Элювиирование исходной (и прогрессивно добавляемой эоловыми процессами) глины из горизонта А.

3. Иллювиирование глины в горизонте Bt.

4. Глинообразование в горизонте Bt в результате выветривания полевых шпатов, слюд и железо-магнезиальных минералов.

5. Относительная потеря веществ при выщелачивании, в результате чего горизонт А оказывается более обедненным, чем горизонт Bt, хотя оба горизонта теряют вещество.

6. Первоначальное расположение более грубого материала над более тонким, создающее псевдопрофиль, напоминающий настоящий альфисоль.

Использование. Альфисоли используются для выращивания ряда культур (со сравнительно коротким вегетационным перио-

дом), а также под пастбища, сенокосы и в качестве лесных земель. Сравнительно высокая степень насыщенности основаниями всего профиля и присутствие значительных резервов элементов питания растений в наиболее насыщенном основаниями горизонте С объясняют значительное плодородие этих почв. На альфисолях располагается восточная часть зернового пояса, где они находятся в сочетании с акволлами (рис. 45), и западная часть кукурузного пояса Северной Америки. Пахотные земли в средиземноморских районах в основном представлены альфисолями. На ксеральфах встречаются самые живописные ландшафты.

Основной опасностью, угрожающей снизить плодородие альфисолей, является усиливающаяся эрозия. Горизонт аржиллик

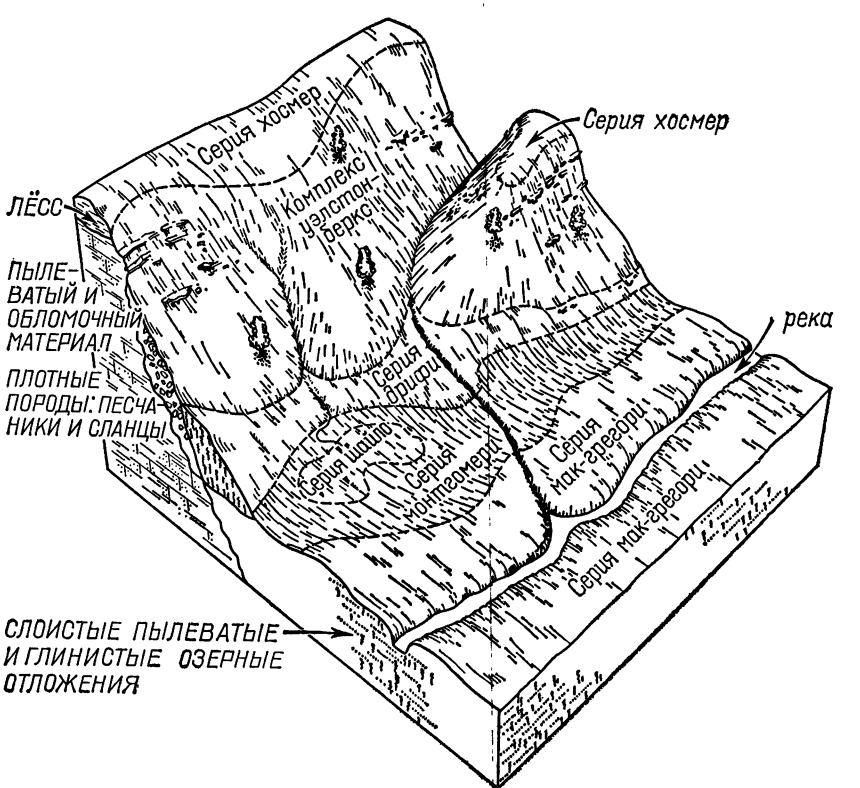


Рис. 45. Блок-диаграмма почвенных ландшафтов; графство Галатин в юго-восточной части штата Иллинойс (Wallace, Fehrenbacher, 1969).

Рис. 46. Диаграмма некоторых зависимостей между подпорядками альфисолей.

с его высоким содержанием глины не является благоприятной средой для созревания семян и развития растений. При смыве верхних горизонтов альбик и охрик просачивание в глинистый горизонт резко падает, что вызывает, с одной стороны, засушливость почвы, а с другой — неожиданные сильные затопления более низменных участков местности.

Обилие относительно слабо выветрелых глинистых минералов обеспечивает сравнительно высокую емкость катионного обмена. Токсичность алюминия в альфисолях мала, однако при выращивании на них овощей почвы необходимо известковать. Фиксация аммония и калия доставляет много забот в связи с высоким содержанием в альфисолях невыветрелых минералов группы иллита.

Классификация. Альфисоли имеют горизонт аржиллик или натрик, не располагающийся под горизонтами охрик или сподик. Эпипедон моллик также обычно отсутствует. Степень насыщенности, определяемая по сумме обменных катионов, превышает 35% на глубине 1,25 м ниже верхней границы горизонта аржиллик или на глубине 1,8 м от поверхности. Если в пределах двух указанных глубин обнаруживается какой-либо литологический контакт, степень насыщенности должна быть выше 35% на глубине этого контакта. Допустимо существование фраджипэна, но только при условии, что мощность глинистых пленок в нем (аржилланов) больше 1 мм. Средняя годовая температура почвы обычно превышает 8° С. Ниже этой тем-

пературы нарушается такой важный «порядковый» признак почв, как степень насыщенности, однако при условии сохранения других требований почвы могут все-таки быть отнесены к альфисолям, несмотря на известную ненасыщенность.

Альфисоли подразделяются на пять подпорядков (рис. 46), которые можно кратко охарактеризовать следующим образом:

1. Аквальфы испытывают сезонное переувлажнение, а если они были искусственно дренированы, в их профилях сохранились признаки былого переувлажнения — низкие величины оттенков в окраске, пятна и Fe — Mn конкреции диаметром более 2 мм. Аквальфы встречаются в различных климатических условиях и имеют разнообразные дополнительные признаки и горизонты.

2. Боральфы менее влажны, чем аквальфы, формируются в прохладном климате (среднегодовая температура почвы ниже 8° С) и обычно имеют языковатый горизонт альбик, глубоко проникающий в нижележащий аржиллик или натрик. Средняя температура почвы на глубине 50 см имеет сезонную амплитуду больше 5° С.

3. Удальфы менее влажны, чем аквальфы, и менее холодны и языковаты, чем боральфы.

4. Устальфы подвергаются ежегодному иссушению (меньше 60 сухих дней подряд), менее прохладны и языковаты, чем боральфы, и обычно карбонатны в нижней части профиля. Средняя температура почвы на глубине 50 см имеет сезонную амплитуду более 5° С или более между зимним и летним периодами.

5. Ксеральфы ежегодно иссушаются (в течение более чем 60 дней подряд), менее прохладны и языковаты, чем боральфы. Средняя температура почвы на глубине 50 см имеет сезонную амплитуду больше 5° С[1].

Подпорядки разделяются на 33 большие группы (табл. 49) на основании нескольких признаков: средняя температура почвы на глубине 50 см и ее амплитуда в течение года, языковатость нижней границы A2, резкость перехода A2/Bt, мощность Bt, наличие красноватого оттенка у Bt; присутствие фраджипэна, дурипэна, горизонтов натрик или петрокальцик, присутствие железистых нодулей или плинтита, степень насыщенности Bt.

---

[1] В основе этого разделения лежит степень и характер развития процессов «лессиве» и поверхностного оглеения (псевдоглея), однако оно произведено недостаточно четко и опирается для некоторых подпорядков не столько на свойства почв, сколько на водно-тепловые режимы, определяемые важными факторами. — *Прим. ред.*

ТАБЛИЦА 49

Подпорядки и большие группы в порядке альфисолей

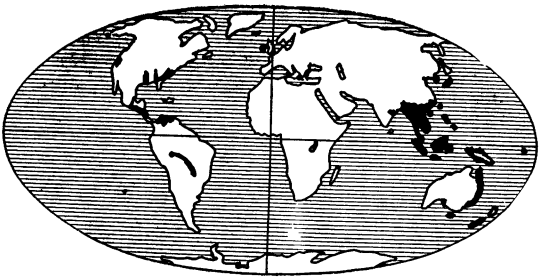
Подпорядок	Большая группа
Аквальфы	Натраквальфы — присутствие горизонта натрик Тропаквальфы — средняя годовая температура $>8°$ С, а сезонная амплитуда на глубине 50 см менее 5° С Фраджиаквальфы — присутствие фраджипэна Глоссаквальфы — горизонт альбик проходит языками в горизонт аржиллик, нет дурипэна Альбаквальфы — резкая текстурная граница между горизонтами аржиллик и альбик Охраквальфы — наличие эпипедона охрик Умбраквальфы — наличие эпипедона умбрик
Боральфы	Палеборальфы — верхняя граница горизонта аржиллик глубже 60 см, механический состав тяжелее, чем тонкопесчаная супесь в горизонтах выше горизонта аржиллик Фраджиборальфы — присутствие фраджипэна Натриборальфы — присутствие горизонта натрик Криоборальфы — средняя летняя температура лета на глубине 50 см или выше при наличии литологического контакта ниже 15° С, нет горизонта О Эутроборальфы — степень насыщенности $\geqslant 60\%$ во всех частях горизонта аржиллик, почвы сухие в некоторых горизонтах часть года Глоссоборальфы — никогда не просыхают и имеют степень насыщенности $<60\%$ в части горизонта аржиллик
Устальфы	Плинтустальфы — плинтит в пределах 1,25 м от поверхности Дурустальфы — дурипэн ниже горизонта аржиллик или натрик, но в пределах 1 м от поверхности Натрустальфы — присутствие горизонта натрик Палеустальфы — горизонт петрокальцик в пределах 1,5 м от поверхности или мощный горизонт аржиллик Родустальфы — цвет горизонта аржиллик краснее, чем 5YR Гаплустальфы — прочие устальфы
Ксеральфы	Плинтоксеральфы — присутствие дурипэна не глубже 1,25 м от поверхности Дуриксеральфы — присутствие дурипэна не глубже 1 м от поверхности Натриксеральфы — присутствие горизонта натрик Родоксеральфы — цвет горизонта аржиллик краснее, чем 5YR Палексеральфы — мощность корнеобитаемой толщи больше 1,5 м или в пределах 1,5 м от поверхности есть горизонт петрокальцик Гаплоксеральфы — прочие ксеральфы
Удальфы	Агрудальфы — присутствие горизонта агрик Фраджиудальфы — присутствие фраджипэна Натрудальфы — присутствие горизонта натрик

Продолжение

Подпорядок	Большая группа
	Тропудальфы — сезонная амплитуда средних температур почвы на глубине 50 см или выше при наличии литологического контакта менее 5° С Феррудальфы — присутствие несплошного горизонта альбик и отчетливых железистых нодулей диаметром 2,5—5 мм в горизонте аржиллик Глоссудальфы — присутствие горизонта альбик с языковатой нижней границей Палеудальфы — профили мощностью свыше 1,5 м имеют различия в распределении глины менее чем на 20% от максимального содержания в пределах 1,5 м Гаплудальфы — прочие удальфы

Подгруппы в альфисолях отражают связи этих почв с другими почвами, граничащими с экологической нишей средних альфисолей. Чаще других встречаются почвы, переходные к моллисолям подгруппы: моллик, натрабораллик, литик-моллик, удолик и другие. Встречаются также почвы, переходные к ультисолям, вертисолям, энтисолям, инсептисолям и аридисолям.

Различия в степени дренированности лучше всего заметны в катенах альфисолей и классификационно отражаются подпорядком и подгруппой. Например, хорошо дренируемая почва может быть «типик гаплудальф», при ухудшении дренажа наблюдается следующий ряд почв: аквик гаплудальф, аэрик охраквальф, типик охраквальф, типик умбраквальф.



ГЛАВА 22

УЛЬТИСОЛИ: НЕНАСЫЩЕННЫЕ ЛЕСНЫЕ ПОЧВЫ

Во многих районах мира, как в тропиках, так и в умеренных широтах, большие площади заняты лиственными и сосновыми лесами. От границ последнего оледенения эти леса распространялись к экватору. Следовательно, многие ландшафты и материнские породы геологически значительно старше ландшафтов и пород областей последнего оледенения. Там, где эти относительно древние области получали большие суммы осадков, сформировались мощные и сильно выветрелые почвы.

Активное почвообразование в течение долгого времени увеличивало мощность профилей почв, главным образом через выщелачивание и выветривание минералов (рис. 47). Кребс и Тедроу (Krebs, Tedrow, 1958) указывали на существование влажной почвенной границы в Нью-Джерси, совпадающей с границей ледниковых отложений. К югу от нее распространены старые, более выветрелые почвы (ультисоли), к северу, то есть на ледниковых отложениях, почвы более насыщены и могут рассматриваться в порядке альфисолей [1].

Развиваясь в древних местностях и в условиях влажного теплого климата, ультисоли приобретают более красную окраску, чем почвы прохладных районов, и потому их ареалы нередко называют в США «красными глинистыми холмами».

Для умеренных широт рассматриваемые почвы не характерны; в тропиках они встречаются и под лесами, и на безлесных участках. Ультисоли были обнаружены (Ahmad, Jones, 1969a, b) в саваннах северной части Тринидада.

В пределах основного ареала ультисолей встречаются и другие почвы. Так, на песчаных породах развиваются сподосоли

[1] Это палеопедологическое утверждение крайне спорно, так как не учитывает основного различия скоростей почвообразовательных процессов (тысячи лет) и смены геологических событий (сотни тысяч лет). — *Прим. ред.*

(подзолы), к крутым склонам приурочены инсептисоли, особенно дистрохрепты, а на молодых аллювиальных равнинах обычны удифлювенты (рис. 48). В тропиках ультисоли занимают обычно наиболее молодые поверхности, в то время как на более старых формируются оксисоли. В областях распространения ультисолей вместе с альфисолями первые занимают наиболее устойчивые элементы рельефа, оставляя альфисолям склоны (рис. 49).

Пока еще нет удовлетворительных данных о площади, занятой ультисолями на всем земном шаре. Отчасти это связано с введением недавно нового определения этого порядка и неясностей в распространении этих почв в тропиках. Ультисоли называли раньше латосолями, латеритами и т. д. за их красный цвет и широкое распространение в тропиках.

В условиях относительно нерасчлененного рельефа характер катен ультисолей определяется дренажем, не отличаясь в этом отношении от закономерностей, выявленных для альфисолей.

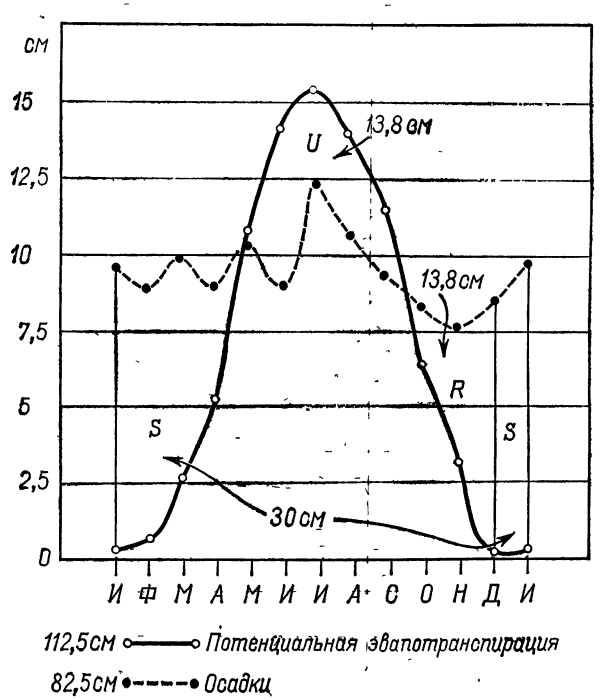


Рис. 47. Среднегодовой баланс влаги в почве уинстон-сейлем, штат Северная Каролина.

Буквенные обозначения см. гл. 10.

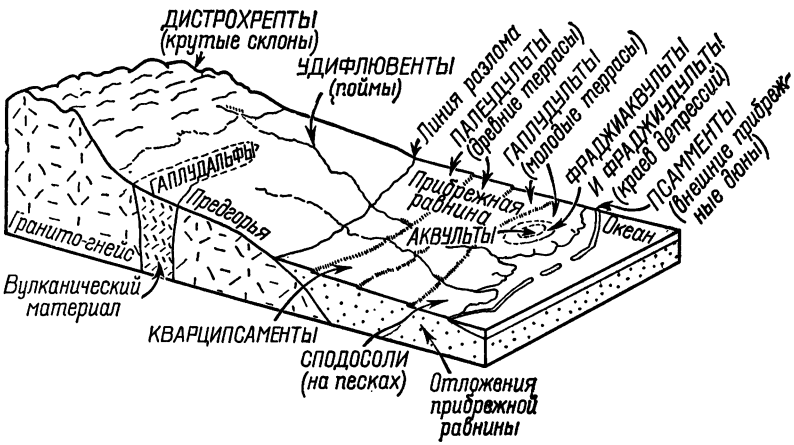


Рис. 48. Обобщенная блок-диаграмма распределения ультисолей в штатах Северная и Южная Каролина.

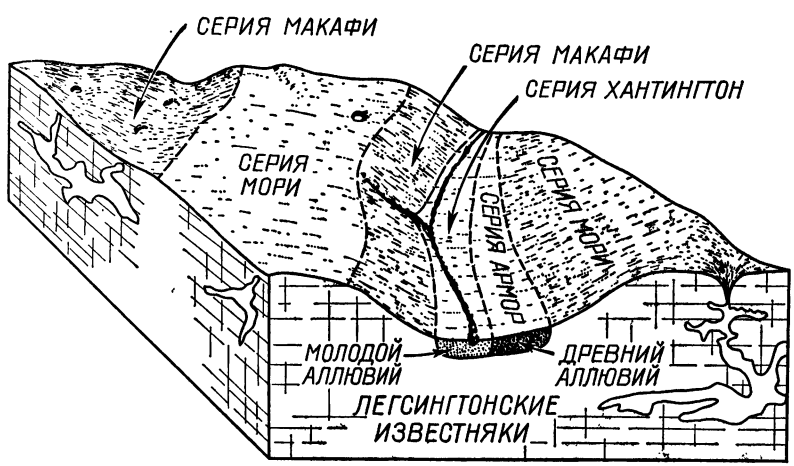


Рис. 49. Блок-диаграмма почвенных ландшафтов; графство Фейетт, на северо-востоке центральной части штата Кентукки (Sims et. al., 1968).

В депрессиях создаются глеевые условия, а по краям депрессий возможно образование фраджипэна и плинтита (Daniels et al., 1966). На широких плоских водоразделах также развивается оглеение в почвах (Daniels, Gamble, 1967), в холмистых предгорных областях распространение глеевых почв невелико (Kaster, 1960).

Процессы образования ультисолей. В формировании ультисолей принимают участие некоторые специфические реакции и процессы (глава 6). Мак-Калеб (McCaleb, 1959) считает, что образованию красно-желтых подзолистых почв, относимых теперь к ультисолям, предшествовало интенсивное выщелачивание, продолжающееся и теперь большую часть года (рис. 47). Температура почвы (среднегодовая температура выше 8° С) является важным диагностическим критерием ультисолей. Сочетание высоких температур и сильного выщелачивания в течение достаточно длительного времени приводит к почти полному превращению выветриваемых материалов во вторичные глины и окислы[1]. Образуется серия глинистых минералов, устойчивых в данных условиях среды. Она состоит главным образом из каолинита с примесью гиббсита и хлорит-вермикулитовых смешанно-слоистых образований (Southern Regional Project S-14, 1959). Имеется небольшая примесь и слюды, но она, по-видимому, является остаточной, сохранившейся от неполного выветривания первичных минералов и встречается чаще в пылеватой, чем в глинистой фракции.

Лессиваж, приводящий к образованию горизонтов альбик и аржиллик, выражен очень сильно. Часть глинистых аккумуляций в горизонте аржиллик представлена аржилланами. Глина в аржилланах, вероятно, слабо окристаллизована, каолинитового состава и принесена сюда из горизонта A2 (Khalifa, Buol, 1968). Мак-Калеб (McCaleb, 1959) доказывает, что развитие аржилланов происходило снизу вверх по профилю и что положение нижней границы горизонта B определялось степенями выветрелости минералов в горизонте A. Позднее было доказано, что верхняя часть горизонта B, так же как и горизонт A2, является местом освобождения глины в процессе лессиважа. Это означает, что аржилланы верхней части горизонта B были разрушены и перенесены вниз, т. е. что горизонт A2 (альбик) в настоящее время съедает горизонт B (аржиллик). Менее развитые горизонты альбик наблюдаются чаще в почвах на дери-

[1] Здесь авторы, видимо, смешивают кору выветривания с собственно почвами. — *Прим. ред.*

ватах основных пород, например диоритовых гнейсов и амфиболовых сланцах, по сравнению с почвами на гранитах (England, Perkins, 1959).

Невозможность восстановить в достаточной степени картину образования горизонта А, чтобы судить об интенсивном накоплении глины в горизонте аржиллик, привела Саймонсона (Simonson, 1949) к мысли о том, что ослабление лессиважа играет меньшую роль по сравнению с местным глинообразованием в горизонте В. Глинообразование как результат местного выветривания действительно играет важную роль в образовании ультисолей.

Одновременно с лессиважем в профилях ультисолей идет подзолообразование [1]. Горизонт альбик содержит мало свободного железа, в то время как горизонт аржиллик особенно богат им. Отношение свободное железо/глина обычно оказывается одинаковым в горизонтах А и В. На основании этого Саймонсон отрицает «чистое» подзолообразование в ультисолях. Однако остается факт перемещения железа из горизонта альбик в горизонт аржиллик. В некоторых случаях мощный песчаный горизонт альбик оказывается местом формирования сподосоля. В результате образуется двойной профиль (глава 20).

Несмотря на то что интенсивное выщелачивание привело к потере оснований, уменьшение содержания их с глубиной заставляет предположить компенсацию выщелачивания биологическим круговоротом.

Верхний горизонт хорошо дренируемых ультисолей обычно имеет светлую окраску (эпипедон охрик), но верхние 10 см бывают темнее благодаря процессам меланизации, которые, однако, уравновешиваются быстрой минерализацией органического вещества. Повышенное содержание гумуса отмечалось для ультисолей с затрудненным дренажем, а именно для гумультов и умбравультов. Если в естественных почвах развивается темноокрашенный горизонт, степень его насыщенности обычно бывает ниже 50%, и его классифицируют как эпипедон умбрик. Многие эпипедоны умбрик в результате известкования превратились в эпипедоны моллик, однако в этом случае разрешается оставить почвы в порядке ультисолей, если нижележащие горизонты сохраняют высокую ненасыщенность. Диагностическая глубина, на которой определяют степень насыщенности, — 125 см ниже верхней границы горизонта аржиллик или 180 см ниже поверхности почвы. Степень насыщенности на этой глубине должна быть меньше 35% по сумме катионов. Выбор такой большой

[1] По существу, обсуждается вопрос о процессах лессиважа и оподзоливания в почвенной толще, образованной на коре выветривания. — *Прим. ред.*

глубины объясняется тем, что ультисоли обычно сильно выщелочены, а также тем, что на этой глубине снимается влияние агротехнических мероприятий.

Два другие признака (плинтит и фраджипэн), хотя и характерны для ультисолей, но они не имеют большого диагностического значения. Плинтит образуется, по-видимому, в подпочве наиболее старых ультисолей, развивающихся на самых устойчивых поверхностях. Предшественниками плинтита могут быть, вероятно, ярко-красные пятна, образующие сетчатый рисунок. При чередовании просыхания и увлажнения некоторые из этих пятен необратимо затвердевают. Когда такие пятна выходят на поверхность или обнажаются в обрывах, их называют латеритами. Однако не все красные пятна в почвах затвердевают и превращаются в плинтит. Многочисленные наблюдения над плинтитом в ультисолях привели к мысли, что он образуется в зоне колебаний зеркала грунтовых вод. Но хотя начальные признаки плинтита обнаружены во многих ультисолях, плинтит приобретает классификационное значение, только если он осложняет дренаж, что происходит в тех случаях, когда 10—15% объема почвы занято плотным плинтитом или затвердевшими красными пятнами (способными превратиться в плинтит при чередовании сухих и влажных периодов).

Фраджипэн часто встречается в ультисолях, особенно если последние слабо дренированы. Фраджипэн, как и плинтит, задерживает передвижение влаги в почве. В ультисолях фраджипэн нередко путали с плинтитом, если наряду с красными обнаруживались серые пятна прямоугольного рисунка. Фраджипэны могут встречаться и без плинтита, но тогда они серого цвета и играют роль водоупора. Фраджипэны были обнаружены в ультисолях многими авторами, тем не менее генезис их остается неясным (Daniels et al., 1966; Nettleton, McCracken, Daniels, 1968; Porter et al., 1963; Soil Survey Staff, 1960; Steele et al., 1969).

Использование ультисолей. Ультисоли благоприятны для выращивания сельскохозяйственных культур. Они развиваются в климатических районах с длительным безморозным периодом и с обильными осадками. Там, где сезон дождей краток и не совпадает с вегетационным периодом, орошение не вызывает особых трудностей: запасы воды достаточны, и качество их хорошее. Затраты на орошение невелики, поскольку воды требуется не слишком много.

Ультисоли привлекали земледельцев еще с исторических времен. В первые годы на них получали высокие урожаи. Когда

запас питательных веществ истощался, крестьяне либо переселялись в другие места, где эти запасы были еще не использованы, либо поддерживали плодородие почв внесением навоза и минеральных удобрений. Интенсивная обработка ультисолей на крутых склонах вызывала смыв горизонта А. Выходящий при этом на поверхность глинистый горизонт В служил плохим субстратом для растений и не впитывал влагу. По этим причинам были заброшены многие территории с ультисолями.

Низкое плодородие и ненасыщенность ультисолей во многих местах ограничивали развитие сельского хозяйства. В настоящее время эти недостатки почв не вызывают проблем благодаря разработанным системам агротехники и внесения удобрений, однако надо точно определить и соблюдать дозы удобрений и применения необходимой агротехники.

На ультисолях выгодно выращивать лес на древесину, если рационально сочетать хвойные и лиственные породы. В связи с особой важностью в ультисолях биологического круговорота (при участии глубоких корневых систем) следует быть особенно внимательным при сведении первичных лесов, когда плодородие почвы легко может быть утеряно. Известно, что большие площади саванн в тропиках являются следствием сведения лесов на ультисолях. При нарушении биологического круговорота в системе дерево — почва основания легко выщелачиваются, так как они не могут быть удержаны корнями трав и кустарников.

Классификация ультисолей. По определению, ультисоли встречаются в районах со средней годовой температурой почвы 8° С или выше и сезонной амплитудой средних почвенных температур на глубине 50 см больше 5° С. Средняя летняя температура почвы равна 15° С или выше при наличии горизонта О или 8° С без него. Ультисоли — кислые, ненасыщенные почвы. Степень их насыщенности менее 35% на глубине 1,25 м под верхней границей горизонта аржиллик или 1,8 м от поверхности, или на каком-либо литологическом контакте, если он располагается выше.

Порядок ультисолей подразделяется на пять следующих подпорядков на основании критериев, связанных с влажностью профиля и содержанием органического вещества (рис. 50).

Аквульты -- они либо насыщены водой какую-то часть года, либо искусственно дренированы Поскольку нерационально наблюдать почву круглый год для того, чтобы классифицировать ее, для выделения аквультов используются другие морфологические признаки, связанные с переувлажнением. Ими являются:

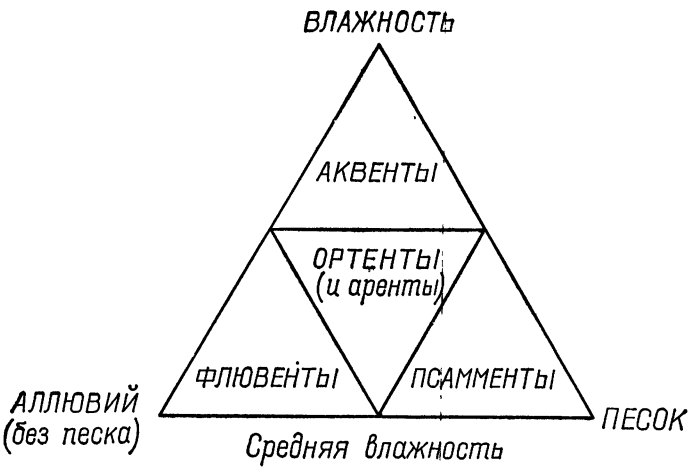


Рис. 50. Диаграмма некоторых зависимостей между подпорядками ультисолей.

присутствие пятен, железо-марганцевых конкреций 2 мм диаметром или цвет почв под горизонтами Ап или А1.

Устульты — ультисоли, сухие в течение 90 дней в году в слое 18—50 см. Этот сухой период не может быть больше 60 дней подряд, кроме тех районов, где средняя годовая температура выше 22° С или различия средних температур лета и зимы не превышают 5° С. Устульты бедны органическим веществом; в верхних 15 см горизонта аржиллик содержание органического вещества составляет 1,5%, а количество органического вещества в 1 м³ (исключая горизонт О) равно 20 кг.

Ксерульты — развиваются в районах с продолжительным сухим сезоном и среднегодовой температурой ниже 22° С. Содержание органического вещества низкое (как в устультах). Почвы сухие в слое 18—50 см в течение 60 дней подряд или больше каждые 7 или более лет из 10.

Гумульты — ультисоли с высоким содержанием органического вещества и без признаков переувлажнения. По определению, они содержат более 1,5% органического вещества в верхних 15 см горизонта аржиллик и 20 кг органического вещества в 1 м³ педона без горизонта О.

Удульты — ультисоли гумидных районов, где засушливые периоды кратковременны, содержание в почвах органического вещества мало, но зеркало грунтовых вод не приурочено к почвенному профилю и под горизонтом А не развиваются серые пятна [1].

[1] Основные критерии для выделения подпорядков снова находятся вне почвенных свойств, так как водно-тепловой режим почв определяется общими климатическими условиями и положением в рельефе. — *Прим. ред.*

ТАБЛИЦА 50

Подпорядки и большие группы в порядке ультисолей

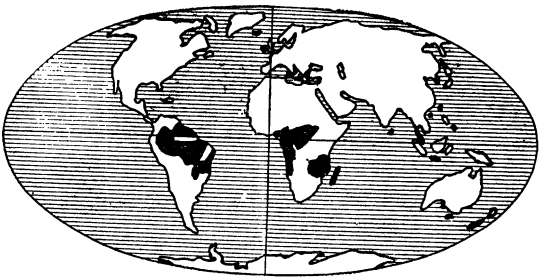
Подпорядок	Большая группа
Аквульты	Плинтаквульты — плинтит составляет около половины горизонта в 1,25 м от поверхности Фраджиаквульты — присутствие фраджипэна Тропаквульты — сезонная амплитуда средних температур не больше 5° С Палеаквульты — в 1 м от поверхности меньше 10% невыветрелых минералов; распределение глины таково, что в 1,5 м от поверхности количество ее падает не больше чем на 20% Охраквульты — присутствие эпипедона охрик Умбраквульты — присутствие эпипедона моллик или умбрик
Устульты	Плинтустульты — слой плинтита в пределах 1,25 м от поверхности Палеустульты — во фракции 20—200 мк менее 10% невыветрелых минералов в 1 м от поверхности; в 1,5 м от поверхности падение содержания глины менее 20% Родустульты — интенсивность окраски во влажном состоянии менее 4, а в горизонте аржиллик менее 5 Тропустульты — сезонная амплитуда средних температур менее 5° С Гаплустульты — прочие устульты
Ксерульты	Палексерульты — менее 10% невыветрелых минералов во фракции 20—200 мк в верхнем метре; в 1,5 м от поверхности падение содержания глины менее 20% Гаплоксерульты — прочие ксерульты
Гумульты	Палегумульты — в 1 м от поверхности во фракции 20—200 мк содержится менее 10% невыветрелых минералов; в 1,5 м от поверхности падение содержания глины менее 20% Тропогумульты — сезонная амплитуда средних температур менее 5° С Гаплогумульты — прочие гумульты
Удульты	Фраджиудульты — присутствие фраджипэна Плинтудульты — слой плинтита в 1,25 м от поверхности Палеудульты —в 1 м от поверхности во фракции 20—200 мк менее 10% невыветрелых минералов; уменьшение содержания глины в 1,5 м от поверхности менее 20% Родудульты — интенсивность цвета эпипедона менее 4 во влажном состоянии, а горизонта аржиллик менее 5 в сухом Тропудульты — сезонная амплитуда средних температур менее 5° С Гаплудульты — прочие удульты

Большие группы порядка ультисолей перечислены в табл. 50.

Ультисоли называли раньше красно-желтыми подзолистыми или красновато-бурыми латеритными почвами. Главный признак, отличающий ультисоли от альфисолей, — степень насыщенности на глубине 1,25 м, равная 35%, — является условным, не имеющим особого, генетического или практического значения [1]. Известкование быстро нарушает эту величину. Тем не менее необходимо каким-то образом различать почвы ненасыщенные (степень насыщенности 10—30%) и насыщенные (степень насыщенности 50—70%).

---

[1] Конечно, главное отличие ультисолей от альтфисолей — это образование первых в тропиках, а вторых в умеренном поясе, это определяет и различие их основных свойств, но совсем не степень насыщенности. — *Прим. ред.*



ГЛАВА 23

ОКСИСОЛИ: ПОЧВЫ ТРОПИКОВ, СИЛЬНО ВЫВЕТРЕЛЫЕ И БОГАТЫЕ ПОЛУТОРНЫМИ ОКИСЛАМИ

Рассмотрим минеральные почвы с горизонтом оксик в пределах верхних 2 м или с плинтитом в виде непрерывного слоя не глубже 30 см от поверхности почвы и без горизонтов сподик или аржиллик над горизонтом оксик (Soil Survey Staff, 1967)[1]. Раньше значительная часть этих почв называлась латеритами на грунтовых водах, а еще раньше — латосолями (Baldwin, Kellogg, Thorp, 1938; Thorp, Baldwin, 1940; Thorp, Smith, 1949). При подобных корреляциях возникает два источника неясности:

1. Не все почвы, называвшиеся раньше латосолями или латеритами (красновато-бурые латеритные, желтовато-бурые латеритные и т. д.), могут быть отнесены к порядку оксисолей. Известная часть почв, называвшихся прежде латеритными с каким-либо дополнительным определением, не имеет горизонта оксик и потому может классифицироваться как ультисоли, альфисоли и даже инсептисоли. То же самое, но в меньшей мере справедливо и для почв, ранее называвшихся латосолями. Требование более высокой степени выветривания, низкая емкость катионного обмена и малое содержание водно-диспергируемой глины для горизонта или слоя, чтобы назвать его горизонтом оксик, исключает из порядка оксисолей многие «красные тропические или субтропические почвы».

2. Далеко не все почвы между тропиками Рака и Козерога являются оксисолями. Напротив, к оксисолям относится срав-

[1] Поскольку речь идет главным образом о тропических корах выветривания, то этот слой (мощностью 2 м) мы называем «активным слоем» или «слоем почвообразования». — *Прим. ред.*

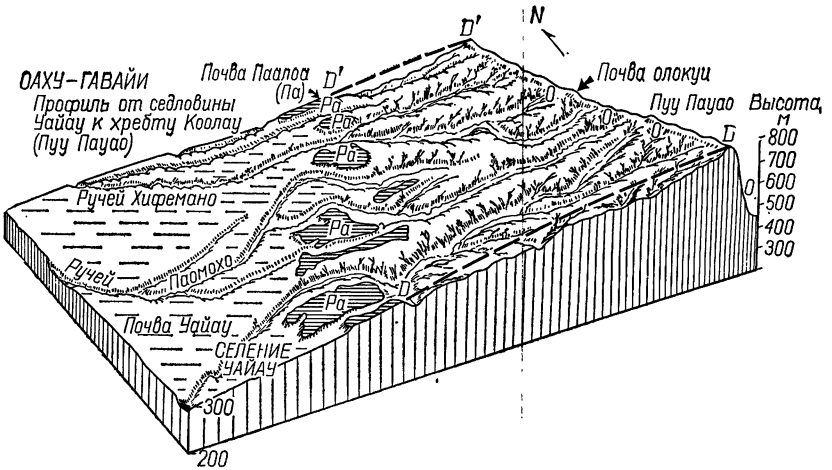


Рис. 51. Блок-диаграмма почвенных ландшафтов на острове Оаху, штат Гавайи (Jackson et. al. 1970).

D—D и D′—D′—прежнее положение древней геоморфологической поверхности.

нительно небольшая часть тропических почв. Основываясь на последнем определении горизонта оксик, настоящие оксисоли в тропиках редки. Особенно трудно найти их в Центральной и Южной Америке, где не часто встречаются обширные древние поверхности на небольшой высоте и (или) основные материнские породы. Как мы увидим ниже, последние два условия обязательные для формирования оксисолей в сочетании с высокими температурами в течение года и большими суммами осадков. Довольно обычные ландшафты во многих тропических странах — небольшие островки оксисолей, сохранившиеся на древних террасах, педиментах или высоких поверхностях выравнивания с ультисолями на большинстве склонов (или альфисолями в более сухом климате), инсептисолями на некоторых склонах и энтисолями на молодых аккумулятивных поверхностях и аллювиальных равнинах (рис. 51)[1]. Вертисоли также являются важными компонентами ландшафтов депрессий или выровненных пространств (где концентрации кремнезема, кальция и магния таковы, что поддерживается постоянное образование или сохранение монтмориллонита, а смена сухого и влажного сезонов способствует развитию явлений сжатия — набухания). Ок-

[1] Здесь явно смешиваются выходы на дневную поверхность тропической коры выветривания (оксик), вызванные эрозией или другими причинами с собственно почвами (ультисолями, альфисолями, инсептисолями и др., образованными на той же коре выветривания). — *Прим. ред.*

сисоли действительно занимают сравнительно большие площади в некоторых районах тропиков, однако необходимо полностью отказаться от неверного представления о том, что оксисоли присутствуют в тропиках везде и занимают огромные пространства. Более того, иногда оксисоли являются реликтовыми, сохранившимися от более влажного прежде климата.

Распространение и экология. Оксисоли распространены только в тропиках (те редкие участки оксисолей в умеренном поясе, которые можно обнаружить в обрывах дорог, крутых берегах и т. д., следует считать погребенными почвами). В целом распространение оксисолей не связано с современным распределением осадков (Soil Survey Staff, 1967), что особенно справедливо для больших групп оксисолей, выделяемых на основании видимой высокой интенсивности выветривания или развития плинтита. По-видимому, многие оксисоли сформировались в более влажные климатические периоды. Особенно верно это для оксисолей в древних ландшафтах. Отмечалось, что оксисоли чаще всего встречаются на высотах менее 1500 м и не поднимаются выше 2000 м (Soil Survey Staff, 1960)[1]. Следовательно, в этих условиях они развиваются при сравнительно однообразных средних месячных температурах и небольших суточных колебаниях температур, то есть могут быть названы изотермальными почвами. Средние температуры воздуха в районах распространения оксисолей на небольших высотах колеблются около 22—24° С (Encyclopaedia Britannica World Atlas, 1959; Plates, 23 to 30). Величина солнечной радиации максимальна на экваторе. Показатель величины солнечной радиации на границе внешней атмосферы у экватора равен 350, на 20° с. ш. и 20° ю. ш. — 330, на широте 40° — 275 и 145 на полюсах (Sellers, 1965, Fig. 5). При такой интенсивности солнечной радиации и высоких температурах в течение всего года потенциал роста растений чрезвычайно велик по сравнению с умеренным поясом, но он не везде реализуется в связи с недостаточной влажностью и малыми запасами питательных веществ. Количество осадков в ареалах оксисолей сильно варьирует: от нескольких сантиметров до 1000 см/год. Более широко оксисоли распространены в районах с средней и большой продолжительностью сухого сезона.

На оксисолях формируются различные в экологическом отношении формации, но наиболее обычными можно считать тро-

[1] Это совершенно естественно, так как выше 2000 м над уровнем моря даже в тропиках проявляется вертикальная зональность. — *Прим. ред.*

пические дождевые леса, заросли сухих и колючих кустарников, полулистопадные леса и саванны (Mohr, van Baren, 1954; UNESCO, 1961). Вследствие чрезвычайно глубокого выветривания, очень малого запаса питательных элементов и низкой емкости обмена практически все запасы элементов питания в природных экосистемах находятся в растениях, причем биологический круговорот, затрагивающий подстилку и очень глубокие слои горизонта С (результат глубоких корневых систем), происходит быстро. Поэтому для районов земного шара, где распространены оксисоли, характерны подсечная система земледелия и ограниченный выпас, особенно на самых бесплодных почвах наиболее древних ландшафтов.

Как мы уже говорили, оксисоли встречаются на небольших высотах, где они занимают либо вершины, уцелевшие от эрозии, либо остатки древних террас и педиментов (Jongen, 1960; Ollier, 1959; Ruhe, 1956; Soil Survey Staff, 1967). Многие почвоведы, изучавшие оксисоли в поле (ученые США входят в их число), считают, что оксисоли формируются только на продуктах переотложения различных пород, кроме основных, богатых легко выветривающимися железосодержащими минералами. Однако оксисоли развиваются на самых различных породах, начиная от кварцевых гранитов и кончая базальтами и габбро. Оксисоли молодых ландшафтов (очевидно, средне-позднеплейстоценовых) почти всегда приурочены в дериватам основных пород[1].

Почвообразовательный процесс. Основными процессами в оксисолях являются десиликация и накопление железа, а в некоторых случаях и гиббсита[2]. Эти процессы сопровождаются полным распадом первичных минералов, легко поддающихся выветриванию, и слоистых глин типа 2:1, а также почти полным выносом оснований. Десиликацию можно в значительной мере отнести к геохимическим процессам, то есть она проявляется в выносе части кремнезема за пределы почвы, особенно в начале выветривания на контакте почвы и выветривающейся

[1] Здесь снова возникает существенная неясность. Тропические коры выветривания (оксисоли), конечно, образуются на различных материнских породах, но на основных они имеют очень своеобразный характер Кроме того, авторы не принимают во внимание широкое распространение в тропиках довольно характерных наносов, представляющих собой переотложенные коры выветривания. — *Прим. ред.*

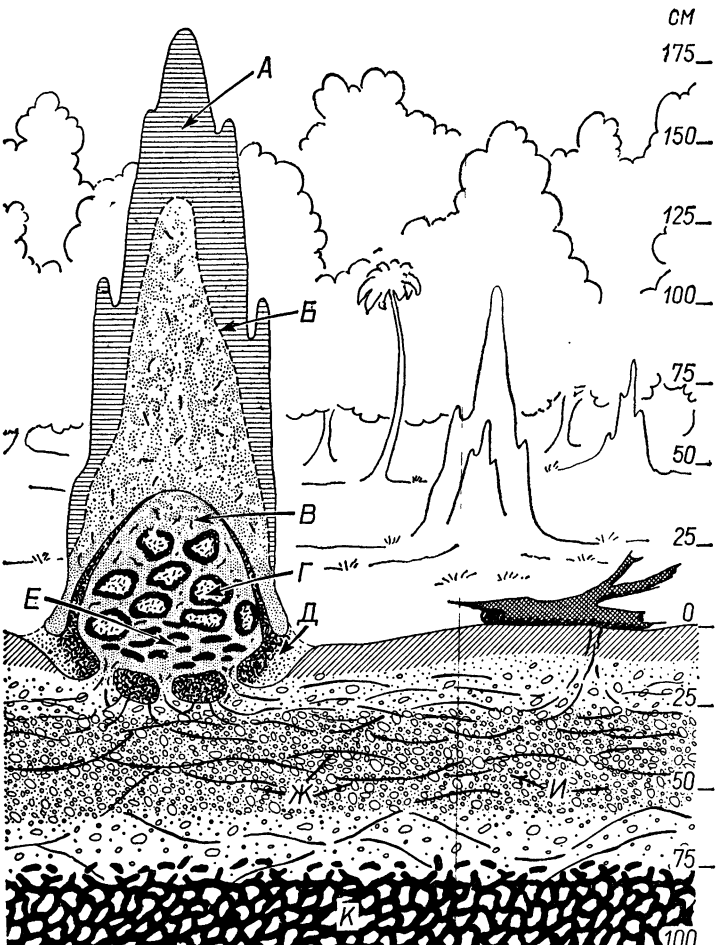
[2] Правильнее сказать, свободных окислов железа и алюминия, последние особенно характерны для гумидных оксисолей, а первые — для аридных. — *Прим. ред.*

породы (Cady, 1951). Баланс десиликации складывается из продолжительного разложения алюмосиликатов с непрерывной потерей кремнезема из почвы, которая постоянно имеет место несмотря на низкую растворимость. Ферритизацию можно считать процессом относительной аккумуляции железа в хорошо дренируемых оксисолях; она заключается в концентрации наиболее устойчивых и слабо растворимых окислов железа на фоне выноса более растворимых и подвижных компонентов почвы (D'Hoore, 1954). В оксисолях с высоким стоянием уровня грунтовых вод в настоящее время или в прошлом имеет место сегрегация железа с некоторым его перемещением (абсолютная аккумуляция Д'Ора) (D'Hoore, 1954) и образованием серо-красных пятен, называемых плинтитом (глава 2 и 22). Подобные образования назывались латеритами сначала Бьюкененом (Buchanan, 1807), а позднее и многими другими почвоведами (Alexander, Cady, 1962; Du Preez, 1949; Maignien, 1959; Prescott, Pendleton, 1959; Sivarajasingham et al., 1962).

Если аккумуляция плинтита значительна, в почве образуются сплошные слои, а если он подвергается периодическому иссушению, например после сведения леса или сноса вышележащих слоев, то он затвердевает, превращаясь в железистые коры или слои нодулей неправильной формы.

Лессиваж (физическое перемещение глины вниз по профилю), очевидно, протекает в некоторых оксисолях, о чем можно судить по присутствию аржилланов, увеличению количества глины с глубиной и узкому отношению — мелкая пыль/ил во многих профилях. Присутствие горизонта аржиллик не является обязательным в оксисолях, и в большинстве оксисолей отсутствуют кутаны иллювирования. В общем, высокая устойчивость глины (благодаря присутствию свободного железа), малое количество глины, диспергируемой водой, отсутствие первичных минералов и большой возраст большинства оксисолей в сумме ограничивают развитие аржилланов. Аржилланы могут присутствовать в более молодых и менее выветрелых оксисолях, переходных к другим почвам (D'Hoore, 1968).

Меланизация и гумификация играют известную роль в образовании оксисолей. Эти процессы особенно отчетливо проявляются в оксисолях, развивающихся в условиях выпадения большого количества атмосферных осадков и постоянной влажности. Огромная биомасса, продуцирование которой ускоряется благоприятными климатическими условиями, быстро гумифицируется и минерализуется, однако поддерживается высокой уровень равновесия органического вещества; это особенно очевидно для подпорядка гумоксов. Содержание органического вещества в оксисолях обратно пропорционально температуре почвы (D'Hoore,



Р и с. 52. Разрез через термитник, термиты вида *Macrotermes natalensis* и почвенный профиль под ним.

А — внешний слой термитника; *Б* — внутренний слой; *В* — холмик; *Г* — грибница; *Д* — столбчатое основание; *Е* — камеры вокруг камеры «королевы», частично используемые как инкубаторы; *Ж* — ходы термитов; *И* — железистый гравелистый горизонт; *К* — плинтит.

1968). Обычно оксисоли имеют значительно более светлую окраску, чем почвы других порядков с тем же содержанием гумуса, поэтому трудно или даже невозможно судить о содержании гумуса в оксисолях по их цвету [1].

Оглеение является ведущим процессом в тех оксисолях, которые в настоящем или в прошлом находились в состоянии насыщения водой какую-то часть года. Оглеение вполне возможно и без образования плинтита, и мы знаем о существовании больших ареалов оксисолей, имеющих признаки переувлажнения, но не имеющих плинтита.

Педотурбации также являются важным процессом в оксисолях без плинтита, близкого к поверхности, или без активного оглеения при высоком уровне грунтовых вод. Основным типом педотурбаций являются педотурбации, связанные с почвенной фауной и имеющие место в наиболее дренированных глинистых оксисолях. Они могут быть настолько сильными, что весь почвенный профиль оказывается переработанным насекомыми и животными (Nye, 1955; Watson, 1962). Среди насекомых в оксисолях наиболее активны термиты, особенно в центральной и западной частях Африки, где они строят многочисленные высокие термитники из материала, принесенного из нижних почвенных горизонтов (высота термитников может достигать 3 м, а диаметр 10 м; гл. 11). На рис. 52, на котором изображен термитник, исследовавшийся Кэрроллом на Берегу Слоновой Кости (Carroll, 1969), хорошо видно, насколько сильно переработаны термитами верхние слои почвы.

Использование оксисолей. На оксисолях практикуется преимущественно подсечное хозяйство, мало интенсивное животноводство и интенсивное земледелие — плантации сахарного тростника, ананасов, бананов и кофе. Небольшие участки переувлажненных оксисолей используются под культуру риса.

Оксисоли совершенно уникальны в отношении трудностей и возможностей использования и требуют особой агротехники. Это связано с чрезвычайно низким естественным плодородием в результате сильной выветрелости почв, низкой активной кислотностью, малым количеством обменного алюминия, высокой водопроницаемостью и с устойчивостью к эрозии (Soil Survey Staff, 1967). На это уникальное нагромождение свойств и ка-

[1] Лессиваж и меланизация свойственных только «активным слоям» тропических кор выветривания (собственно почвенной толще) и степень их развития зависят от стадий развития этого слоя — *Прим. ред.*

честв накладывается разнообразие ритма выпадения осадков и режимов почвенной влажности во всем их огромном ареале. Поэтому трудно назвать для оксисолей определенный тип использования.

Наиболее выветрелые оксисоли относительно сухих регионов не используются местным населением, если поблизости есть другие почвы. Оксисоли и встречающиеся в сочетании с ними ультисоли и инсептисоли представляют собой огромный резерв неиспользованных почв, которые могли бы удовлетворить потребности в пище многих людей (Kellogg, Orvedal, 1968). Малоинтенсивное подсечное земледелие, столь распространенное на оксисолях, заключается в следующем: расчищается участок леса и несколько лет почва используется под какую-либо культуру до тех пор, пока она окончательно не потеряет плодородие, что происходит в результате нарушения биологического круговорота. Тогда участок забрасывается и снова зарастает лесом (Kellogg, 1963; Nye, Greenland, 1960).

Брэдфилд (Bradfield, 1968), работавший на Филиппинах, подсчитал, что, для того чтобы накормить рисом 235 человек в течение года, нужен участок рисового поля площадью всего 1 га при условии применения современной агротехники. В случае системы подсечного земледелия, чтобы прокормить то же количество людей, нужно 300 га тропического леса. Брэдфилд считает рациональным применять стабильную систему использования земли, при которой 90% территории следует оставлять под лесом из ценных древесных пород, а остальные 10% интенсивно использовать в земледелии и животноводстве[1].

В настоящее время об оксисолях мы знаем значительно меньше, чем о почвах других порядков. Вместе с тем они представляют заманчивую перспективу для развития на них сельского хозяйства.

Классификация оксисолей. Сейчас различают пять подпорядков оксисолей на основе данных о режимах почвенной влажности в течение года (Soil Survey Staff, 1967). Связи подпорядков показаны на рис. 53; сильно влияет на многие свойства оксисолей влажность, например степень насыщенности основаниями увеличивается с удлинением сухого периода и уменьшением количества среднегодовых осадков, в то время как распределение органического вещества в почвах обнаруживает обратную тенденцию.

---

[1] Эти рекомендации весьма условны и спорны. Они исходят из генетического подхода к тропическим корам и почвам и их изменениям. — *Прим. ред.*

Рис. 53. Диаграмма некоторых зависимостей между подпорядками оксисолей.

По-видимому, феррисоли и ферраллитные почвы, указанные на почвенной карте Африки и в тропической классификации почв INEAC (D'Hoore, 1968), соответствуют североамериканским оксисолям, так же как и наиболее развитые и сильно выветрелые тропические железистые почвы — Sols Ferrugineux Tropicaux.

Приводим краткие характеристики пяти подпорядков оксисолей (Soil Survey Staff, 1967).

1. Аквокс — имеют сплошной слой плинтита в пределах верхних 30 см или насыщены водой в течение какого-то периода. В случае искусственного дренажа имеют горизонт оксик с различными признаками, свидетельствующими о переувлажнении.

2. Гумокс — постоянно влажные, в пределах 18—60 см почва не может быть сухой 60 дней подряд или более; содержат 20 кг/га и больше органического углерода в верхнем метре (не считая подстилки); среднегодовая почвенная температура ниже 22° С, степень насыщенности ниже 35% в горизонте оксик.

3. Ортокс — оксисоли, отличающиеся от аквоксов среднегодовой температурой почвы 22° С и выше. Содержат менее 20 кг/га органического углерода в верхнем метре, период иссушения почвы отсутствует.

4. Торрокс — обычно сухие большую часть лет до глубины 2 м, имеют эпипедон охрик, цветá которого во влажном состоянии больше 4.

ТАБЛИЦА 51

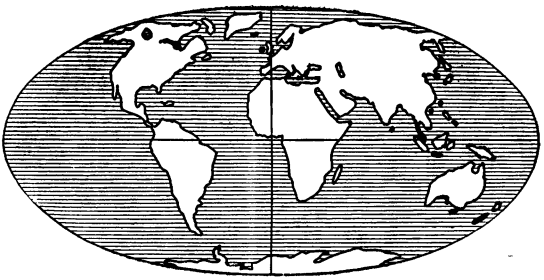
Подпорядки и большие группы в порядке оксисолей

Подпорядок	Большая группа
Аквокс	Гиббсиаквокс — нет сплошного слоя плинтита, но в пределах 1 м от поверхности прослойки с 30% и более гиббсита
	Плинтаквокс — сплошной слой плинтита в 1,25 м от поверхности
	Охраквокс — есть эпипедон охрик
	Умбраквокс — есть эпипедон умбрик
Торрокс	Нет больших групп
Устокс	Акрустокс — в некоторых частях горизонта охрик раствором NH_4Cl вытесняется менее 1 мг-экв оснований из 100 г глины
	Эутрустокс — эпипедон моллик или умбрик и степень насыщенности горизонта оксик $>50\%$ в глинистых почвах и $>35\%$ в суглинистых
	Гаплустокс — прочие устоксы
Гумокс	Сомбригумокс — горизонт оксик темнее и содержит больше органического вещества, чем вышележащий
	Гиббсигумокс — в пределах верхнего метра есть прослойки, содержащие $>30\%$ гиббсита
	Гаплогумокс — во всех частях горизонта оксик емкость поглощения >1 мг-экв/100 г глины
	Акрогумокс — прочие гумоксы
Ортокс	Гиббсиортокс — в 1,25 м от поверхности есть слои с $>30\%$ гиббсита
	Акрортокс — в некоторых частях горизонта оксик сумма поглощенных оснований <1 мг-экв/100 г глины (вытеснение NH_4Cl)
	Эутрортокс — нет эпипедона антропик; до глубины 1,25 м степень насыщенности везде выше 35%
	Умбриортокс — эпипедон умбрик или охрик с содержанием органического вещества $>1\%$ до глубины 75 см
	Гаплортокс — прочие ортоксы

5. Устокс — ниже 18 см имеются подгоризонты, находящиеся в сухом состоянии в течение 90 дней в году или больше, среднегодовые температуры почвы составляют 15° С и выше. Интенсивность окраски во влажном состоянии менее 4[1].

Краткая характеристика больших групп приведена в табл. 51.

[1] Выделение подпорядков не основано на генетике описываемых почв и кор выветривания. — *Прим. ред.*



ГЛАВА 24

ГИСТОСОЛИ: ОРГАНИЧЕСКИЕ ПОЧВЫ

Органические почвы занимают ничтожные площади на земном шаре, но они встречаются повсюду. Органические почвы образуются там, где продукция органического вещества превышает его минерализацию, обычно в условиях постоянного насыщения влагой, ограничивающего циркуляцию кислорода в почве. Замедление разложения органического вещества способствует его аккумуляции (Davis, Lucas, 1959; Никонов, Слука, 1964).

Несмотря на то что морской климат и малопроницаемая материнская порода способствуют образованию гистосолей, последние не обнаруживают ясной приуроченности к определенному климату или субстрату. Депрессии с близким к поверхности уровнем зеркала грунтовых вод являются местами, благоприятными для формирования гистосолей. Гистосоли образуются

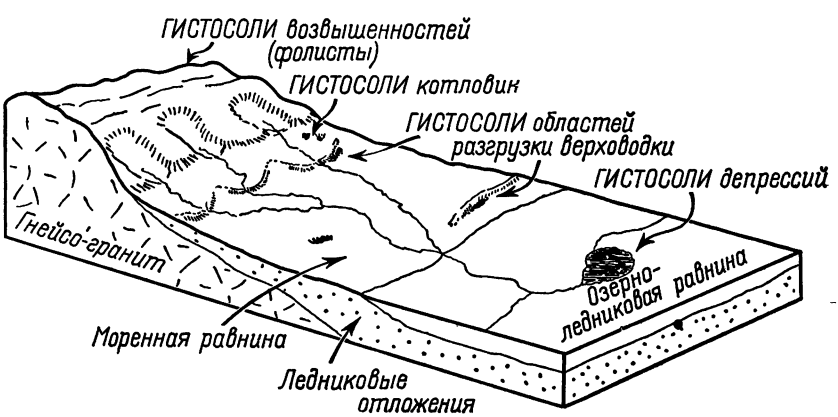


Рис. 54. Обобщенная блок-диаграмма связи распространения гистосолей с рельефом.

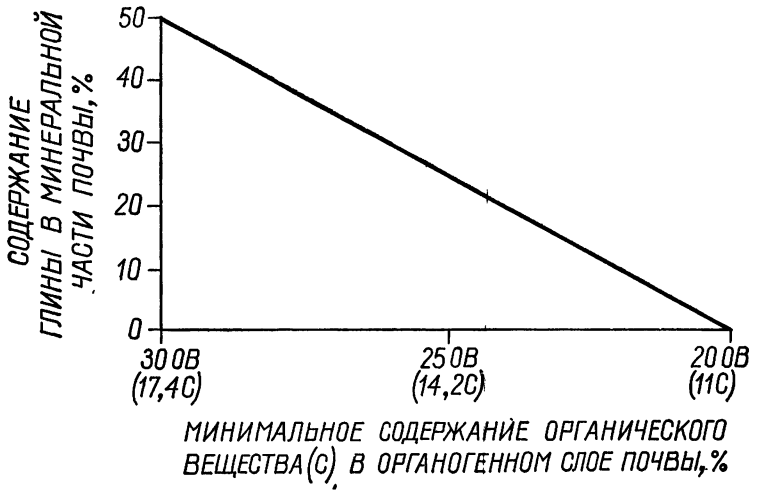


Рис. 55. Содержание органического вещества (углерода), позволяющее отнести горизонты к органическим, при различном содержании глины.

также на вогнутых склонах в областях разгрузки грунтовых вод там, где долгое время сохраняются прохладные и восстановительные условия. Некоторые гистосоли образуются на вогнутых возвышенных поверхностях в условиях прохладного влажного климата, например в некоторых районах Ирландии, Шотландии и т. д. Их часто называют верховыми торфяниками, верховыми или висячими болотами или климатическими болотами.

Неклиматические гистосоли встречаются вместе с самыми различными почвами. Чаще всего в сочетаниях с гистосолями встречаются почвы, относящиеся к подпорядку «акв», например акводы, акволлы, аквепты и другие, особенно те из них, в которых наблюдается повышенное содержание органического вещества: гумаквепты, умбаквульты, гумакводы и т. д. Гистосоли могут встречаться небольшими пятнами на крутых вогнутых склонах даже в ареалах аридисолей. На блок-диаграмме (рис. 54) изображены позиции, в которых гистосоли могут встречаться в ландшафте. На рис. 55 приводится график содержания органического вещества в почве в связи с классификационным положением гистосолей.

Объемный вес большей части гистосолей бывает ниже 1 г/см^3. Фарнхам и Фаней (Farnham, Finney, 1965) приводят даже величину 0,06 г/см^3 сухого веса. С усилением минерализации величины объемного веса возрастают (Boelter, 1965)

Различия в объемных весах разных гистосолей связаны с количеством минеральных примесей и типом растительности, из которой формируются почвы. Гистосоли обычно насыщены водой и имеют очень высокую влагоемкость. Большая часть влаги находится в крупных порах (гравитационная влага) или в настолько тонких порах, что она недоступна растениям. (Boelter, Blake, 1964). В связи с сильным усыханием гистосолей их водно-физические свойства рекомендуется определять in situ и приводить в расчете на сырое вещество (Boelter, 1964).

Емкость катионного обмена в гистосолях определяется карбоксильными, фенольными и, вероятно, другими функциональными группами (Broadbent, Bradford, 1952). Их количество возрастает с увеличением степени разложенности, и в некоторых почвах отмечались такие огромные величины емкости обмена, как 200 мг-экв/100 г и выше (Broadbent, 1953). Отрицательные заряды органических коллоидов сильно меняются при разных значениях pH: от 10—20 мг-экв при низких pH (3,7 при соотношении воды и почвы 1 : 1) до 100 мг-экв и более при pH=7 (Dolman, Buol, 1967).

Процесс формирования гистосолей. Первичный процесс образования гистосолей называется «палюдизация» (глава 6). Гистосоли «растут» снизу вверх, что было доказано с помощью C^{14}. В некоторых гистосолях болот Флориды (McDowell, Stephens, Stewart, 1969) органический материал мощностью всего в несколько сантиметров над известняками имел возраст 4300 лет, а органическое вещество, находящееся на 1,26 м выше кровли известняков, — 1250 лет. Поскольку генезис гистосолей связан с отложением органического вещества, этот процесс нередко считают геологическим. В таком случае почвенным процессом можно считать преобразование поступившего органического вещества и потерю им различимых исходных признаков [1].

Разложение органического вещества определяется рядом взаимосвязанных факторов, среди которых влажность, температура, состав отложений, кислотность, микробиологическая активность и время являются наиболее важными (Broadbent, 1962). Преобразования и реакции, протекающие в это время, очень сложны и поняты сейчас лишь в небольшой своей части.

В Голландии Ховелен, Ионгериус и Понс (Heuvelen, Jongerius, Pons, 1960, 1962) считают, что почвообразование в гисто-

[1] В СССР принято отличать геологические образования — торфяники — от торфяных (болотных) почв при мощности торфяного слоя менее 50 см. — *Прим. ред.*

солях начинается в тот момент, как только проникновение воздуха в почву вызывает к жизни микроорганизмы в органическом веществе. При этом они выделяли процессы физического, химического и биологического созревания.

Физическое созревание начинается с уменьшения объема. Степень проявления физического созревания зависит от характера растительных остатков, содержания минеральных веществ и высоты стояния зеркала грунтовых вод. Химическое созревание представляет собой химическое разложение органических компонентов почвы. Оно распадается на полное химическое разложение и на частичные превращения одних веществ в другие со средней сложностью строения, которые затем могут снова объединяться в новые, более устойчивые органические вещества, называемые гумусом (Кононова, 1961).

Биологическое созревание заключается в уменьшении объемов частиц и перемешивании органического материала живыми организмами.

Степень разложения органического материала является важной классификационной характеристикой гистосолей, и ее необходимо выражать количественно. В Швеции Пост (Post, 1924) предложил 10 градаций, основывающихся на величине органического остатка, если сжать мокрую почву рукой. Если сочится бесцветная жидкость, органическое вещество считается слаборазложившимся; если же весь органический материал стекает между пальцев, степень разложенности считается максимальной. Практически этот метод удобен для опознания горизонтов фибрик, гемик и саприк (глава 2). Из горизонта фибрик сочится лишь слегка мутная вода, из горизонта гемик сочится мутная вода, и около $^2/_3$ исходной массы вытекает из руки. При сжатии мокрого горизонта саприк между пальцами вытекает более $^2/_3$ массы.

В Финляндии Кайла (Kaila, 1956) определяет степень разложения по окраске жидкости, образующейся при смешивании органического материала с пирофосфатом натрия. Такой полевой тест очень удобен. Цвет жидкости на белой фильтровальной бумаге, имеющий более низкую величину и цветность, чем $10\,YR\,^7/_3$, диагностирует горизонты саприк. Более светлые цвета и величины цветности и интенсивности больше 7 и 3 соответственно характерны для горизонтов гемик и фибрик с меньшей степенью разложенности.

Описание гистосолей. Условные приемы, применяемые для описания минеральных почв, не всегда годятся для гистосолей (глава 2). Для каждого слоя гистосолей указываются: цвет,

содержание волокон, структура, сложение, корни, дополнительные признаки, реакция и граница (Soil Survey Staff, 1968). Цвет определяется во влажном и сухом состоянии, и, если можно, определяется также цвет материала после сжатия его в руке. При оценке количества волокон живые корни исключаются. Обычно делается двойное определение: на свежем срезе и в образце после растирания его в руке, когда наиболее разложившиеся волокна распадаются. Структура, сложение, корни, реакция и граница описываются так же, как в минеральных почвах.

К дополнительным признакам относятся результаты теста с пирофосфатом натрия, ботаническое определение волокон, наличие тонких прослоек, пней или стволов, содержание минеральных веществ и другие. Все глубины фиксируются от земной поверхности, а не от границы минеральной и органической части, как это делается в минеральных почвах.

Номенклатура горизонтов связана непосредственно с диагностическими слоями в современной классификации (Soil Survey Staff, 1968). Для органических горизонтов используется индекс О с подгоризонтами: Oi — горизонт фабрик; Oe — горизонт гемик и Oa — горизонт саприк. Озерные слои обозначаются как L с подгоризонтами: Lca — для мергелей, Lco — для копрогенной массы и Ldi — для диатомовых слоев. Кроме того, применяются индексы: f — для мерзлых слоев, п — для пахотных и бр — для болотной руды. Римские цифры перед индексом горизонтов указывают на литологическую неоднородность, а арабские цифры употребляют так же, как в минеральных почвах (глава 2).

Использование гистосолей. Использование гистосолей под культуры возможно только при проведении водных мелиораций (Stephens, 1955). Необходимо осушить почву, чтобы сделать ее пригодной как для самих растений, так и для проведения агротехнических мероприятий (Roe, 1936), однако при осушении почвы окисляются, испытывают осадку и затрудняют дальнейшие мероприятия.

Осадка была измерена во Флориде (Stephens, 1956) и оказалась равной 3 см в год под культурами. Стифенс связывает степень осадки с глубиной искусственного дренажа и считает возможным определить ее по формуле $x = (y - 2{,}45)/14{,}77$, где y — глубина дренажной системы в дюймах. Для гистосолей штата Индиана им предложена другая формула: $x = (y - 9{,}6)/23$. Более сильная усадка во Флориде является, вероятно, следствием более высоких температур и отсутствия промерзания почв.

После осушения гистосолей также резко возрастает опасность пожаров. Пожары на торфах в перегнойных горизонтах очень трудно остановить, они могут продолжаться месяцами, загрязняя воздух и уничтожая органическое вещество. Во многих случаях после сгорания органического слоя приходится продолжать распахивать оставшийся минеральный субстрат, который к тому же слабо дренирован (Davis, Engberg, 1955; Jongedyk, Hickok, Mayer, 1954; Jongedyk et al., 1950 Mirza, Irwin, 1964; Neller, 1944). Иногда на поверхности остаются твердые пни, что сильно затрудняет применение техники (Dolman, Buol, 1967).

Нередко гистосоли с ускоренным разложением органического вещества «переосушиваются», другими словами, пересыхают и необратимо уплотняются настолько, что затрудняется передвижение влаги и проникновение корней (Chapek, 1934). Можно разбить плотные слои и помочь корням, но оставшиеся обломки не будут способствовать удержанию воды почвой. Почва становится сухой. Бесструктурные пастообразные горизонты также ограничивают дренаж, во влажное время способствуя застаиванию воды, что сильно вредит сельскохозяйственным культурам. Лучшими мерами осушения гистосолей является постоянный строгий контроль уровней поверхностных и грунтовых вод. Форма полей должна обеспечивать кратковременный сток с полей во влажное время. В дренажных каналах нужно делать шлюзы, позволяющие поддерживать уровень грунтовых вод достаточно высоким в сухой сезон, для того чтобы избежать сильного окисления и поддержать нужную для растений влажность подпочвы. При использовании после осушения больших массивов гистосолей необходимы ветрозащитные полосы, так как на гистосолях бывает сильная ветровая эрозия.

На гистосолях в зависимости от климата выращивают различные культуры, а поскольку почвы являются неклиматическими, трудно говорить об определенном наборе культур. Низкий объемный вес этих почв способствует, однако, выращиванию на них овощей идеальной формы. Осушенные торфяные почвы (рис. 56) используются для выращивания лука, картофеля, моркови и салата.

Гистосоли во многих районах были и остаются источниками топлива. Строительство и прокладка дорог на гистосолях очень сложны: органические горизонты не выдерживают нагрузок, и приходится закладывать фундамент до плотной подстилающей породы. Если непосредственно перед строительством было проведено осушение почв, они могут испытывать постепенную осадку, так что здания окажутся стоящими высоко над почвой. При постройке домов с фундаментом в минеральной основе дом

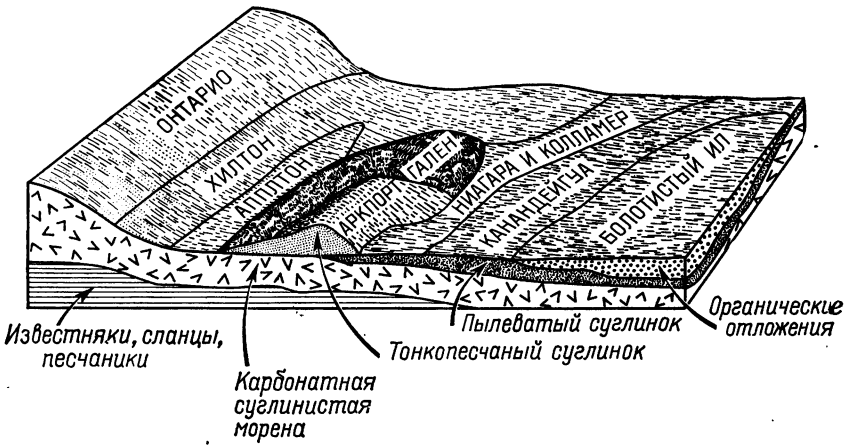


Рис. 56. Блок-диаграмма почвенных ландшафтов; графство Дженесси, в западной части штата Нью-Йорк (Wulforst, Wertz, Leonard, 1969).

превращается в дом на «курьих ножках», стоящий на 0,5 м над газоном. Гараж, построенный на такой почве, теряет смысл, так как он оказывается расположенным так высоко, что машина не может в него въехать.

Классификация гистосолей. Разработка классификации гистосолей в современной американской системе сильно отстала от классификации минеральных почв. При выделении этого порядка возникают три основные трудности: 1) стандартное минимальное содержание органического вещества, позволяющее отнести почву к гистосолям; 2) определенная глубина или мощность органического горизонта; 3) необходимость избежать применения критериев, которые надо было бы менять, если почва подвергается окультуриванию.

В результате разрешения этих трудностей было сформулировано следующее определение: органическим почвенным материалом, насыщенным длительное время водой или искусственно дренированным, называется материал, содержащий боле 30% органического вещества при содержании глины в минеральной части почвы свыше 50% и содержащий 20% органического вещества, если глины нет совсем. Для промежуточных содержаний глины предлагается соответствующее количество органического вещества (рис. 55). Если почва никогда не насыщается водой, она должна содержать более 35% органического вещества. Мощность толщи органического материала, измеряемая от земной поверхности, должна быть следующей.

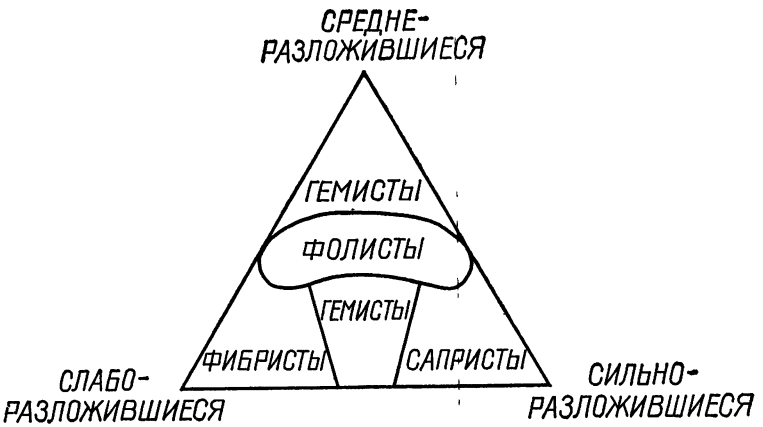


Рис. 57. Диаграмма некоторых зависимостей между подпорядками гистосолей.

1. Больше чем 60 см, если 75% или больше объема имеет характер горизонта фибрик или если объемный вес менее 0,1 г/см^3.

2. Больше 40 см по меньшей мере 75% (по объему) мхов и объемном весе 0,1 г/см^3, если почва насыщена влагой более чем 6 месяцев в году или если проведено осушение.

3. Больше 1 м, если преобладающий органический материал, меньше чем на $^1/_3$ состоящий из волокон, не насыщен водой в течение долгого времени или искусственно дренирован.

4. Свыше 10 см на литологическом контакте при условии, что органическая толща в два раза больше, чем минеральная над этим контактом.

5. Любой, если она подстилается грубообломочным материалом, в котором промежутки между обломками заполнены органическим материалом.

6. Без минерального слоя толще 40 см на поверхности или с верхней границей в пределах верхних 40 см.

7. Сумма мощностей минеральных слоев в верхних 80 см не может превышать 40 см.

Для проверки правильности классификации гистосолей закладывают разрезы глубиной 130 см или 160 см, если на этих глубинах нет литологических контактов. Большая глубина необходима в случае, если верхние 60 см состоят более чем на 75% из мхов. В контрольном разрезе выделяется три слоя: поверхностный, подповерхностный и глубинный. Верхний имеет мощность 30 см, кроме тех случаев, когда более 75% массы обнаруживает характер горизонта фибрик и мощность верхнего

слоя составляет 60 см. Подповерхностный горизонт имеет мощность 60 см и может содержать минеральные частицы. Глубинный слой имеет мощность 40 см или меньше, если обнаруживается литологический контакт.

Порядок гистосолей подразделяется на четыре подпорядка (рис. 57). Гистосоли, не насыщенные водой больше чем несколько дней в году, относятся к подпорядку фолистов при условии, если в пределах 1 м от поверхности обнаруживается литологический и паралитологический контакт или обломочный материал с пустотами, заполненными органическим веществом. Менее чем 75% по мощности представлено сфагновыми мхами.

ТАБЛИЦА 52

Подпорядок и большие группы в порядке гистосолей

Подпорядок	Большая группа
Фолисты	Не выделяется
Фибристы	Криофибристы — среднегодовая температура $<8°$ С, верхние 5 см или часть контрольного разреза промерзают в течение двух месяцев после солнцестояния
	Сфагнофибристы — 75% или больше сфагновых мхов в верхних 90 см
	Борофибристы — среднегодовая температура $<8°$ С
	Тропофибристы — годовая амплитуда среднемесячных температур менее 5° С
	Медифибристы — прочие фибристы со слоем гумусово-иллювиального материала тоньше 2 см
	Лювифибристы — прочие фибристы
Гемисты	Криогемисты — промерзание контрольного разреза или верхних 5 см в течение двух месяцев после летнего солнцестояния
	Борогемисты — среднегодовая температура $<8°$ С
	Тропогемисты — годовая амплитуда среднемесячных температур менее 5° С
	Медигемисты — прочие гемисты со слоем гумусово-иллювиального материала менее 2 см
	Лювихемисты — прочие хемисты
	Сульфигемисты — в верхнем метре есть сульфиды, потенциально кислые сульфатные почвы (органические кошачьи глины)
Сапристы	Криосапристы — промерзание контрольного разреза или верхних 5 см в течение двух месяцев после летнего солнцестояния
	Боросапристы — среднегодовая температура $<8°$ С
	Тропосапристы — годовая амплитуда среднемесячных температур менее 5° С
	Медисапристы — прочие сапристы со слоем гумусово-иллювиального материала не толще 2 см
	Лювисапристы — прочие сапристы

Три других подпорядка выделяются на основании степени разложенности органического вещества в подповерхностной трети профиля. У фибристов преобладают материал фибрик, у гемистов — материал гемик, а у сапристов — материал саприк[1].

Список больших групп в порядке гистосолей дан в табл. 52. Главным критерием выделения групп является среднегодовая температура. Присутствие 2-сантиметрового или более мощного гумусово-иллювиального слоя является критерием разделения гистосолей со средней годовой температурой выше 8° С при условии, что средняя температура лета более чем на 5° выше средней температуры зимы. Гумусово-иллювиальный слой располагается обычно на контакте с песчаным материалом, гумус в нем легко растворяется в пирофосфате натрия и с трудом смачивается снова после просыхания.

Характер нижней части профиля учитывается на уровне подгрупп.

Хотя подстилающий материал в настоящее время находится на большой глубине, не следует забывать, что при изменении экосистемы гистосолей в результате дренажа и распашки начинается ускоренная минерализация и все или почти все органическое вещество окажется окисленным. Исследования во Флориде показали, что за 50 лет в результате дренажа было потеряно 1,8 м гистосолей, что можно считать равным массе, для образования которой потребовалось бы 1200 лет (McDowell, Stephens, Stewart, 1969). Поэтому описание гистосолей было бы неполным, если не учитывать их склонности к изменениям.

---

[1] Это разделение в известной степени соответствует нашему разделению торфяно-болотных почв — на торфяные, болотные, торфянисто-болотные и лугово-болотные. — *Прим. ред.*

ГЛАВА 25

ПОЧВЫ В ЛАНДШАФТЕ И ПОЧВЕННЫЕ ЛАНДШАФТЫ

Почва (почвенное тело) представляет собой типичный объект таксона в природе. Она является единицей в мозаике почвенных тел, образующих «почвенный покров» (термин Герасимова, Глазовской, 1960; Фридланда, 1965). Почвенный ландшафт можно рассматривать как совокупность почвенных тел на поверхности Земли в данном конкретном ландшафте. В предыдущих главах мы обращали больше внимания на почву (педон) как часть почвенных тел (полипедона Джонсона, 1963). В настоящей главе делается попытка рассмотреть почвенное тело в связи с почвенным ландшафтом. Мы продолжаем в этом смысле линию, намеченную Неуструевым (Неуструев, 1915), предложившим заменить концепцию «зональной» почвы концепцией зональных почвенных «комбинаций», которые и являются ассоциациями, или картиной распределения почв, то есть образуют структуру почвенного ландшафта.

Прасолов (Прасолов, 1922) предложил следующую иерархию почвенно-географических единиц: почвенная зона, почвенная провинция, почвенный район, элементарный почвенный ландшафт (почвенный ландшафт), почвенный комплекс и почвенная разность («почвенный ареал» Фридланда, 1965), или почвенный ландшафт с тремя составляющими его почвенными телами.

Почвы и почвенные ландшафты. Типичное почвенное тело, изображаемое в качестве самостоятельного контура на детальной почвенной карте (Powell, Springer, 1965; Wilding, Jones, Schafer, 1965) может включать до 35% по площади других почв, а не 5—15%, как это предписано определениями (Soil Survey Staff, 1951; Фридланд, 1965). Однако большая часть почв, входящих в тот или иной ареал почв, очень близка по своим свойствам. Размеры площадей почв колеблются от 1,5 м^2, как у солонцов, до сотен и тысяч гектаров, например у некоторых черноземов (Фридланд, 1965).

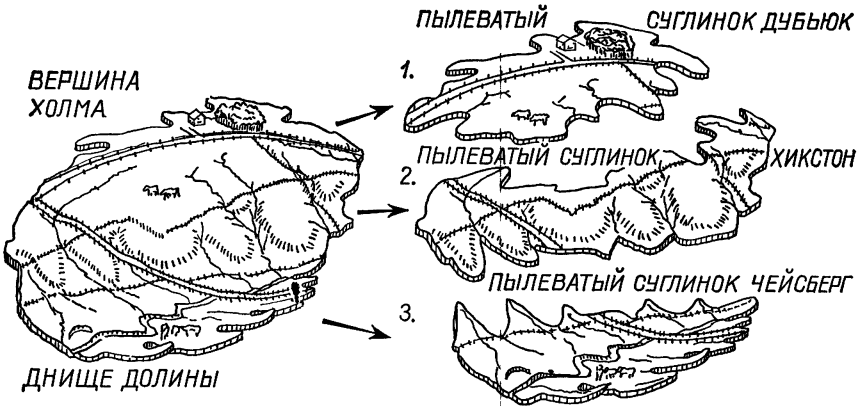


Рис. 58. Схема почвенной катены от вершины холма к днищу долины. (Hole, Lee, 1955.)

В этой части катены развиты три полипедона: серия дубъюк — типичный гаплудальф на маломощном выщелоченном лёссе, подстилаемом глинами на доломитах; серия хикстон — типичный гаплудальф на мягких кембрийских песчаниках и аргиллитах; серия чейсберг — типичный удифлювент на пылеватом коллювии и местном аллювии.

Почвы характеризуются не только определенными свойствами профиля, но и показателями естественного дренажа, формой (коэффициент рассчитывается исходя из сравнения с кругом той же площади) и положением в ландшафте (Hole, 1953). Фридланд (Фридланд, 1965) предлагает также коэффициент расчлененности, отражающий степень извилистости границ. Им предлагаются также критерии степени контрастности компонентов почвенных тел в данном почвенном ландшафте, определение доли участия этих компонентов и мозаичности почвенных ландшафтов на основании оценки размеров почвенных тел.

Почвы данной серии или другого таксона обладают определенными показателями дренажа. Но в то же время как показатели форм почвы, так и положение почв в почвенном ландшафте могут сильно варьировать. Можно сказать, что каждое почвенное тело занимает различные экологические или почвенно-ландшафтные ниши в разных районах (рис. 59). К современной классификации почвенных тел, основанной на профильных характеристиках, можно добавить оценку положения в почвенном ландшафте.

Интересно отметить, что в Седьмом приближении гумусово-глеевые почвы (гаплакволлы, аржиакволлы) «разбросаны» по всем классам, в то время как некоторые почвоведы, в том числе Обер и Дюшофур (Duchaufour, 1963), предпочитают объединять слабо дренируемые почвы в одну группу, основываясь на положении этих почв в ландшафте и степени их оглеения. Однако

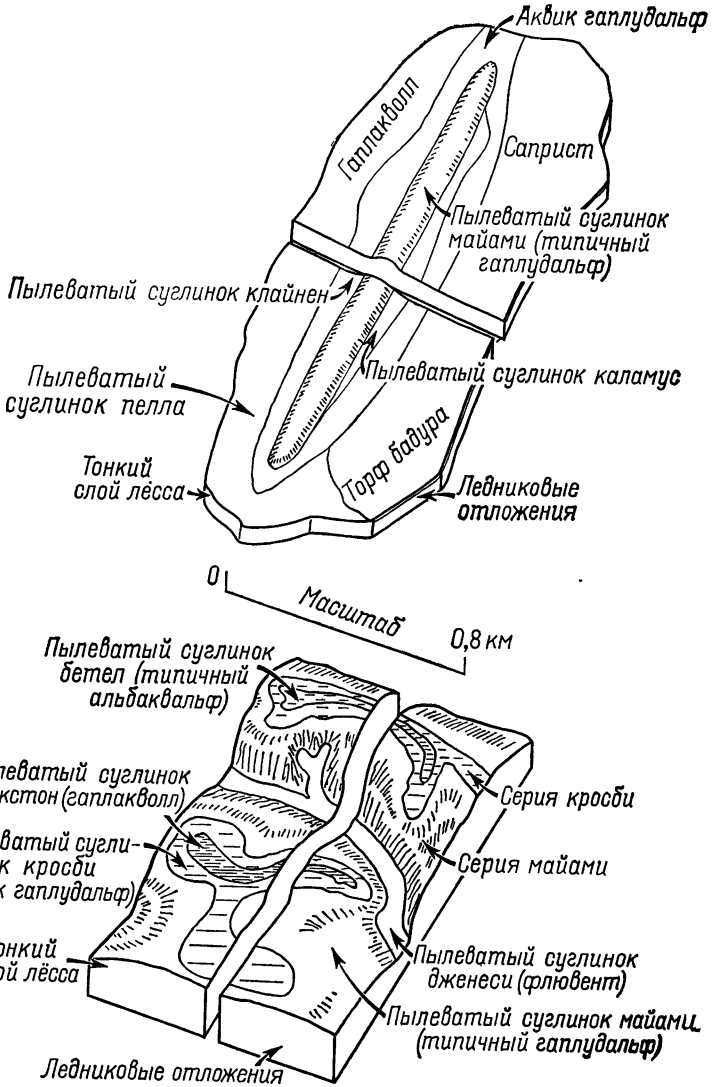


Рис. 59. Различное топографическое положение пылеватых суглинков Майами — типичного гаплудальфа в южной части Висконсина (Hole, Lee, Bricbauer, 1953) и на востоке центральной части штата Индиана (Bushnell, 1930).

На верхнем рисунке изображен друмлин длиной 3/4 мили с почвами майами — типичными гаплудальфами и относительно хорошо дренируемыми почвами каламус в нижней части склона, окруженными более влажными почвами. На нижнем рисунке показаны почвы майами на крутых склонах и более влажные почвы на плоских водоразделах.

в таком случае серьезные различия в почвенных ландшафтах, где встречаются гумусово-глеевые почвы, должны бы быть отражены географической классификацией почв, которой и посвящена настоящая глава.

Рассмотрение коэффициентов, характеризующих распределение почв, заставляет подумать о причинах, определяющих ту или иную форму почвенных тел. В какой степени можно считать их остаточными в геологическом смысле, эрозионными или аккумулятивными? Установилась ли форма почвенных тел до, во время или после развития основных горизонтов? Например, при постоянных пожарах на определенной поляне в лесу на склоне холма тело почвы прерий (гаплудолла, аржиудолла), по-видимому, приобретает определенную форму параллельно развитию в нем главных горизонтов. Особенности материнских пород нередко предопределяют форму почвенного тела, что можно наблюдать, например, на гребне друмлина, где полипедон энтисоля постепенно переходит в полипедон альфисоля. В почвенном ландшафте гаплудальфов могут выделиться отдельные тела альбаквальфов в связи с развитием непроницаемого глинистого горизонта. Тела акволлов могут изменять свою форму и размеры с изменением влажности климата. Можно сказать, что границы акволлов представляют собой отметку наивысшего уровня «полуназемных условий», возникавших в этих местах. Руе (Ruhe, 1969) описывает распределение почв в штате Айова в связи с чередованием ледниковых отложений и лёссов, а также погребенных палеопочв в лёссах. Глубокое понимание почвенных ландшафтов подразумевает параллельное исследование форм рельефа и почв на них.

Почвенные ландшафты. Почвенный ландшафт можно определить как почвенную часть ландшафта. Именно почвенные ландшафты и наблюдает почвовед-съемщик, работая в поле и дешифрируя аэроснимки. В процессе картографирования почвовед-съемщик постоянно следит за поверхностью почвы, сопоставляя свои наблюдения с данными о глубоких горизонтах, полученных при бурении, и с наблюдениями над характером растительности и рельефа. На карте с почвенными ландшафтами сохраняется истинное соотношение между ними, которое не всегда видно почвоведу-съемщику в поле. В этом смысле почвенный ландшафт представляет собой комплекс почв, отличный от наших представлений, возникших при нерегулярных наблюдениях отдельных почв, а также от их картографического изображения.

Термин «почвенный ландшафт» означает почву участка и является более узким, чем «ландшафт», отличаясь при этом от

терминов легенды почвенной карты, таких, как ассоциация или фаза почв. Почвенные ландшафты чрезвычайно сильно различаются в разных районах мира, хотя внешне они могут быть и похожи, особенно в тех случаях, когда естественная растительность заменена культурной, например почти плоские водоразделы заняты аржиустоллами (каштановыми почвами) в западной Небраске, альбаквальфами (планосолями) в южном Иллинойсе, палеудультами (мощными древними красно-желтыми подзолистыми почвами) на востоке Северной Каролины и акрустоксами (латосолями) в Бразилии. Разнообразие почвенных ландшафтов определяется различиями в биоклиматических факторах, возрасте почвы и материнских пород, иногда независимо от рельефа. Такие случаи лишний раз доказывают важность выделения почвенных ландшафтов[1].

Показатели естественного дренажа почвенных районов. Хоул (Hole, 1953) предложил описывать почвенный профиль, пользуясь критериями естественного дренажа. Почвенный ландшафт в целом можно оценить индексом почвенного дренажа, указывающим на среднюю влажность или сухость территории. Недостаточно бывает использовать один только индекс, надо пользоваться также гистограммами, отражающими все возможные варианты условий дренажа в почвенных ландшафтах. Таким образом, почвенные ландшафты можно количественно охарактеризовать, выделяя среди них категории сухих, умеренных и влажных ландшафтов, а также переходных между ними.

Положение естественных почвенных ландшафтов и индексы почв. Мы можем индексировать почвы по их положению относительно вершины холма. Почву здесь можно определить как «позицию почвенного ландшафта № 1» Если вершина достаточно длинная и имеет волнистый рельеф, можно разделить ее на позиции 1а, 1б, 1в, соответственно — выпуклая вершина, линия водораздела, седловина. Почвы этой позиции (№ 1) обозначаются номерами, указывающими их относительную удаленность от позиций вниз по склону. Минимальный счет или, точнее, статистически значимый счет начинается от трансектов вдоль склонов. Подобные данные для разных районов можно сравнивать, только если сопоставляются карты одного

[1] Выдвигаемые здесь положения формулируются не очень ясно, но они, во-первых, явно продиктованы опытом полевых почвенных съемок, основанных на географо-генетических принципах, и, во-вторых, в известной мере соответствуют вопросам, разрабатываемым в советском почвоведении по структуре почвенного покрова. — *Прим. ред.*

и того же масштаба, составленные по одинаковой методике. Почвенные районы с расчлененным рельефом обладают значительно большим количеством почвенных ландшафтов, чем районы с низким рельефом. Очень полезно бывает сравнить данные о наборе почвенных ландшафтов и о расчлененности рельефа.

Чем разнообразнее рельеф в пределах почвенного ландшафта, тем больше различия в разных аспектах (экспозиция склонов в связи с инсоляцией и распределением осадков) и тем очевиднее связь почвенных тел с этими различиями (Фридланд, 1965).

Необходимо также отметить, что определенная почвенная разность (таксон) может занимать несколько позиций в почвенном ландшафте. Почва развивается при определенном сочетании условий, которые возможны в нескольких нишах (Arnold, 1965). Например, типик гаплудальф, палевый суглинок Майами, встречается не меньше чем в трех позициях почвенного ландшафта северной части штата Висконсин и на склонах долин в графстве Уэйн (Hole, Lee, Brickbauer, 1953; Bushnell et al., 1930; рис. 59).

Индекс характера распределения почвенных тел. Юдай и Бридж (Juday, Bridge, 1914) заметили, что с течением времени форма озера приближается к кругу, и предложили индексы формы озер. Озеро Силвер-Лейк в Висконсине (Hole et al., 1962) является прекрасным примером почти совершенной формы, образовавшейся в результате зарастания и накопления торфа.

Индекс формы почвенного тела отражает степень отклонения формы почвенного тела от круга и в простейшем случае определяется по формуле: $I=P/A$, где I — индекс, P — периметр почвенного тела, A — периметр круга той же площади, что и почвенное тело. В тех случаях, когда рисунок почвенного покрова в основном определяется дендровидной дренажной системой, возможно сходство рисунков, если близки сами дренажные системы. Например, очень похожи рисунки распределения почвенных тел в двух графствах Висконсина, одно из которых подвергалось последнему оледенению, а другое представляет собой более старый и зрелый ландшафт. Единственное отличие заключается в бо́льших размерах почвенных тел более старого ландшафта. Чем крупнее почвенное тело, тем обычно сложнее форма его границ.

В каком-либо контуре почв могут обнаруживаться существенные различия в рисунке образуемых ею почв в различных ланд-

шафтах. Индексы рисунка почвенного покрова в нескольких графствах Висконсина бывают ниже, если они характеризуют почвы на донной морене, а не на друмлинах (Hole, 1953; Shields, 1955).

Элювиирование и иллювиирование в катенах. Перемещение материала из ороморфных частей катен в гидроморфные с грунтовыми водами, поверхностным стоком и почвенными водами существенно влияет на эволюцию почвенных тел. Например, гидроморфные почвы могут иметь более тяжелый механический состав, повышенное содержание монтмориллонита (Ciolkosz, 1967), быть сильнее сцементированными, иметь более кислую или щелочную реакцию, меньшую степень токсичности в зависимости от того, какие вещества образуются в подпочве и могут мигрировать в депрессии.

Вариации микрорельефа в катенах. Микрорельеф почвенных тел изменяется от водораздельных участков к депрессиям. На 1 м^2 на вершине холма микрорельеф может иметь превышения около 5 см, у подножия склона — 10 см, а в переувлажненной депрессии — 20 см. Микрорельеф «кошачьей лестницы» иногда встречается на очень крутых склонах с интенсивным перемещением твердого материала.

Общие основные процессы и условия генезиса почвенных ландшафтов. Изучение сравнительно малоизвестных проблем почвоведения, касающихся анализа почвенных ландшафтов, производится на основе выявления общих процессов и условий их формирования. В генезисе почвенных ландшафтов сочетаются две тенденции: упрощение и усложнение, соответствующие дифференциации на горизонты и гаплоидизации в развитии педона (табл. 3). Рисунок почвенного покрова некоторых районов юго-западной Австралии представляет собой сложнейшую мозаику резко различных почв, таких, как оксисоли, моллисоли, альфисоли, инсептисоли и энтисоли. Столь необычные сочетания являются следствием контрастности материнских пород, включая древние почвы и разнообразие форм рельефа. С другой стороны, однообразие лёссового покрова в восточной части прерий от штата Канзас до Айовы определяет простоту рисунка почвенного покрова с явным преобладанием моллисолей.

Простота на уровне порядков не означает отсутствия сложностей на более низких уровнях и при более крупных масшта-

бах работ. Почвоведы Канзаса и Айовы, где преобладают моллисоли, глубоко уверены в том, что почвенный покров изучаемых ими территорий чрезвычайно сложен (Walker, Hall, Protz, 1968a, b). Педотурбации, приводящие к гаплоидизации профиля (табл. 3), сильно усложняют почвенный ландшафт на уровне педона или полипедона. На первых этапах изучения рассматриваемой проблемы можно выделить три уровня: 1) региональный, 2) полипедонный, 3) педонный. Размеры почвенных ландшафтов на каждом из них составляют (по протяженности) соответственно 2—1500 км, 2 км — несколько метров и 1—3,5 м (последний по определению Soil Survey Staff, 1960). Первые две категории включают макро-, мезо- и микро-«комбинации», предложенные Фридландом (Фридланд, 1965) на основе характера рельефа и относительной дробности структуры почвенного покрова.

Почвенные ландшафты восточной части треугольника прерий в штате Айова рассматриваются нами как результат упрощения в региональном масштабе и одновременно как результат усложнения на уровне полипедона и педона. В Иллинойсе наблюдается усложнение на региональном уровне в аналогичной ситуации за счет частой смены лесов и луговых (прерии) сообществ в течение тысячелетий.

Почвенный ландшафт, по-видимому, можно рассматривать не в одной, а в нескольких из этих категорий. Количественные критерии для каждой категории пока еще не разработаны, поэтому полное описание почвенных ландшафтов в рассматриваемых терминах еще невозможно.

Почвовед-съемщик, обладающий некоторой настойчивостью, может обнаружить массу деталей в любом почвенном ландшафте и изобразить их настолько подробно, насколько позволяет масштаб. Вместе с тем почвенные ландшафты с внешне аналогичными деталями могут оказаться в двух различных классификационных категориях.

Практическое использование характеристик почвенных ландшафтов. Характеристика почвенных ландшафтов бывает чрезвычайно полезной при объяснении особенностей отдельных почвенных единиц. В некоторых случаях свойства почвенных тел и почвенных ландшафтов могут определять особенности использования почв. Например, на почвенных телах с индексом рисунка почвенных тел больше двух нередко практикуется возделывание различных культур на небольших участках (Shields, 1955).

Продуктивность почвенных ландшафтов меняется в зависимости от характера пространственного распределения компонен-

тов почвенных тел. Например, два почвенных ландшафта со сподосолями — гистосолями будут сильно различаться по производству картофеля, древесины или торфа в зависимости от соотношения площадей этих двух основных почв. Рикен (Riecken, 1963) отмечал, что почвенные ландшафты, состоящие полностью из равнинных вариантов (фаз) пылеватых суглинков мускатин и тама (типик гаплудолл), могут дать вдвое больше кукурузы на 1 га, чем почвенный ландшафт, состоящий из 25% почв тама на ровных элементах рельефа и 75% тех же почв в условиях холмистого рельефа. Аналогичные закономерности были обнаружены и Освальдом (Oschwald, 1966).

ГЛАВА 26

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЧВЕННЫХ КЛАССИФИКАЦИЙ И КАРТ

Интерпретация почвенных классификаций и составленных в соответствии с ними карт является «проверкой практикой», поскольку именно таким образом теории, гипотезы и уже проверенные данные о почвах становятся достоянием практики. Лучшей проверкой наших представлений о генезисе почв и о почвенных классификациях служит их отображение на почвенной карте и использование для практических нужд.

В последующем обсуждении мы будем пользоваться определением слова «интерпретация», данным Аандалем (Aandahl, 1958): «Интерпретация данных почвенной съемки представляет собой систематизацию и изложение знаний о свойствах, качествах и поведении почв в том виде, как они представлены на картах и отображены в классификации».

По удачному выражению Рикена (Riecken, 1963), американская система классификации почв «постоянно выполняла две различные функции: 1) систематизации и поощрения развития исследований о генезисе почв и 2) основы для применения агротехники в земледелии». Основной задачей работ по созданию классификации почв в США является разработка возможностей использования ее материалов в почвенной съемке (Kellogg, 1960), а результаты съемки находят широкое применение в планировании сельскохозяйственных программ, программ сохранения почв и перспектив кредитования (Smith, 1968). Есть много и других областей применения почвенной съемки, но мы на них остановимся позднее. Трудно оценить значение крупномасштабных карт, составленных в США, только учитывая их научное значение, тем более что при составлении карт графств были получены многие ценные сведения о генезисе и классификации почв как «побочный продукт» крупномасштабной съемки.

Почвенные карты и классификация почв широко используются и при составлении рекомендаций по различным сельскохозяйственным проблемам. К ним относятся вопросы бонитировки почв, агротехнических приемов, пригодности почв под те или иные культуры, создания ирригационных сооружений.

Возможности интерпретации почвенных карт возрастают не только в сельскохозяйственных сферах; здесь мы отметим лишь некоторые из них:

1. Планирование и определение зональности на местном штатном и региональном уровне.
2. Оценка пригодности территории для организации полей фильтрации, если территория не обслуживается централизованной системой сброса сточных вод.
3. Прокладка шоссейных дорог с соответствующими мероприятиями по ограничению эрозии вдоль дорожного полотна.
4. Государственное и частное строительство.
5. Размещение подземных трубопроводов.
6. Оценка земли для расчета налогообложения.
7. Планирование и создание зон отдыха, особенно парков.

Подробное рассмотрение этих вопросов представлено Бартелли и др. (Bartelli et al., 1966). Мы считаем, что для всех перечисленных целей наиболее желательным и экономически выгодным было бы составление карты на основе классификации, изложенной в предыдущих главах. Из такой карты можно будет получать необходимую информацию для каждого конкретного случая. Классификация, составленная с учетом требований по одному из перечисленных пунктов, была бы неприемлемой для остальных. Следовательно, для другой цели пришлось бы переделывать и карту и классификацию, что вызвало бы много лишних затрат. Хорошо составленная почвенная карта, основанная на общей системе классификации с количественно определенными таксонами, может долгое время служить для решения самых разнообразных задач.

Интерпретация с классификационной и картографической генерализацией. Для лучшего использования данных почвенной съемки и применяемой при составлении карты классификации, они должны быть правильно интерпретированы и генерализованы. Интерпретация и использование данных почвенной съемки и классификация производятся в два различных, но тесно связанных друг с другом этапа.

Один из них заключается в интерпретации и генерализации, если она необходима, таксономических единиц, использованных при составлении крупномасштабной почвенной карты. В США такой основной картой является карта графства с основными таксономическими единицами — сериями. После того как для данной технической задачи (задач) почвенные данные интерпретированы на уровне серии, в тех случаях когда бывает и (или) желательно уменьшить таксономическую дробность,

производится генерализация (группировка таксономических единиц). Например, для обобщений в области использования земли и агротехнических приемов особенно удобен уровень семейств, поскольку различия между семействами определяются механическим или минералогическим составом, температурой почвы, то есть свойствами, особенно важными для развития растений. Однако если проводится интерпретация карты на более высоком уровне генерализации, например районном, то возникает необходимость генерализации также на более высоком уровне, например больших групп.

Второй этап интерпретации — это интерпретация почвенных единиц на карте. Она включает интерпретацию фаз таксономических единиц, учитывая вместе с тем почвы в сочетаниях. Часто бывает, что почвы на исследуемой территории имеют только часть свойств, присущих таксономическим единицам, к которым они относятся, и приходится ограничиваться более частыми интерпретациями по сравнению с теми, которые можно было бы сделать для всего таксона в целом. Однако обычно делаются еще более общие заключения, с тем чтобы учесть также свойства почв, входящих в сочетания. Рассмотренные соображения следует иметь в виду при любой генерализации почвенных серий и их фаз (представленных на карте как почвенные тела). Другими словами, при упрощении карты в целях облегчения интерпретации или издания более мелкомасштабных карт часть основных границ на исходной карте снимается с учетом, однако, почв, находящихся в сочетаниях с основными почвами.

Итак, мы различаем две самостоятельные, но очень близкие единицы: таксономические (классификационные) и картографические. Интерпретация, а иногда и генерализация таксономических единиц имеет значение для экстраполяции данных на различные территории, в то время как интерпретация картографических единиц обеспечивает более глубокую информацию о территории на специальных картах. Возникает необходимость в генерализации или таксономических или картографических единиц, а иногда и тех и других.

Следуя терминологии Орведала и Эдвардса (Orvedal, Edwards, 1941), под *картографической генерализацией* мы понимаем упрощение детальности границ между отдельными почвенными телами, показанными на крупномасштабной карте, чтобы снизить детальность на составляемой карте. В некоторых случаях, когда основными картографическими единицами являются категории почв выше серии, то границы между ними спрямляются. В результате уменьшается извилистость границ контуров.

Таксономической генерализацией называется идентификация и описание картографических почвенных единиц в таксономических терминах более высоких категорий, чем почвенная серия. Другими словами, при таксономической генерализации мы пользуемся таксономическими единицами высоких уровней от семейства до порядка для обозначения названий картографических единиц и тем самым сужаем классификацию или таксономическую детальность. При правильной картографической таксономической генерализации необходимо бывает определить долю или процент таксономических единиц, встречающихся в генерализуемых контурах.

Возможны следующие сочетания картографической и таксономической генерализации и степени детальности:

1. Картографическая детальность, таксономическая детальность.
2. Картографическая детальность, таксономическая генерализация.
3. Картографическая генерализация, таксономическая детальность.
4. Картографическая генерализация, таксономическая генерализация.

Сочетание (1) применяется на стандартных картах графств. Сочетание (3) используется на так называемых «картах почвенных ассоциаций», где основными единицами являются серии. Карты штатов и крупных районов обычно составляются по принципу сочетаний (4). В некоторых районах и штатах с однородным почвенным покровом и простыми границами возможно составление карт по типу сочетаний (комбинаций) (2).

Интерпретация почвенной карты и соответствующей классификации начинается с решения вопроса о выборе типа сочетаний при генерализации и (или) детальности, необходимой для технических целей, причем основой при этом является картографически и таксономически детальная карта. Это можно сделать, рисуя новую карту, опуская ненужные границы и раскрашивая ее или же применяя более сложные и совершенные картографические методы. Частью этой работы является размещение почвенных серий по соответствующим таксонам, в том случае если необходима картографическая генерализация. (Обычно на картах графств даются схемы классификации изображенных на карте почв.)

Следующий этап — составление таблиц с указанием качеств, возможных изменений, препятствий к использованию и опасностей для каждой таксономической единицы (в том числе фаз). Подобная оценка производится в сравнительных терминах типа «хороший», «плохой», «прекрасный» или с использо-

ванием количественных придержек, если таковые имеются. Информацию, необходимую для составления подобных таблиц, мы получаем, исследуя и наблюдая почвы интересующих нас таксономических уровней или применяя к ним общие принципы, в частности, для предсказания возможных изменений (Kellogg, 1966). Лучше всего проводить такую работу вместе со специалистами, которые будут пользоваться ее результатами.

Большая часть недавно составленных карт графств и отчетов к ним содержит таблицы с некоторыми вариантами таких рекомендаций, примеры их представлены в табл. 53, 54, 55. При

ТАБЛИЦА 53

Средние урожаи (на акр) при высоком уровне ведения хозяйства (Horton, 1967)

Почва	Кукуруза, бушель	Хлопок волокнистый, фунты	Табак, фунты	Соевые бобы, бушель	Овес, бушель	Пшеница, бушель
Супеси джилид, уклон 0—2%	65	600	2100	30	60	30
Супеси джонс	80	650	2200	40	70	35
Пески лейкленд, уклон 0—10%	40	325	1200	—	—	—
Супеси марлборо, уклон 0—2%	90	950	2400	40	85	40
Суглинок макколл, %	75	625	—	40	75	35
Супеси ваграм, уклон 2—6%	60	550	1900	24	55	28

пользовании картами и таблицами следует помнить о некоторых моментах, рассмотренных в главе 25. Карта отражает распределение основных почвенных тел, но, однако, к ним примешиваются и другие почвы, занимающие до 30—35% их ареалов, как мы говорили в предыдущей главе. К счастью, большая часть этих включений не слишком отличается от преобладающих почв. Однако для некоторых специализированных проектов необходима бывает более детальная информация, чем прилагаемые к карте рекомендации.

Некоторые примеры специального применения данных почвенной съемки с широким использованием информации о почвах приводятся ниже. Были использованы материалы Доула по центральной Флориде (Doyle, 1966).

ТАБЛИЦА 54

Оценка почв для лесного хозяйства (Horton, 1967)

Тип почвы	Потенциальная продуктивность *			Условия развития растений	Опасности и ограничения			
	флоридская сосна	длиннохвойная сосна	болотная сосна		гибель сеянцев	ограничения в применении техники	водная эрозия	опасность ветровалов
Супеси джилид	81±7	68±6	84	суровые	малая	малые — средние	слабая — высокая	малая
Супеси джонс	90	70	90	суровые	малая или средняя	средние	слабая	малая
Пески лейкленд	75±8	63±12	78±10	суровые	средняя или высокая	средние или большие	слабая или средняя	малая
Супеси марлборо	86±4	70	85	средние	малая	малая	слабая или средняя	малая
Суглинок макколл	87±6	69	95	суровые	малая — высокая **	средние — большие ***	слабая	малая
Супеси ваграм	85	70	85	средние или суровые	малая или средняя	малая	слабая	малая

* Индекс местообитания или высота преобладающих деревьев в пятидесятилетнем возрасте.
** Малая на дренируемых участках; высокая на заболоченных.
*** Средние на дренируемых участках; высокие на заболоченных.

ТАБЛИЦА 55

Оценка почв для дорожного гидротехнического строительства (Horton, 1967)

Почвенная серия	Пригодность в качестве		Ограничения для сточных вод		Условия дренажа	Свойства, влияющие на		
	верхнего слоя почвы	заполнителя в дорожных насыпях	поля орошения	лагуны		пруды на фермах	искусственный дренаж	дождевание
Джилид	высокая	высокая	умеренные до значительных	умеренные при уклоне 2—6% значительные при уклоне >2%	просачивание	сравнительно низкая проницаемость	обычно не нужен	медленная инфильтрация
Джонс	высокая	средняя	значительные: высокий уровень грунтовых вод	умеренные	сезонный высокий уровень грунтовых вод	умеренная проницаемость	сезонное высокое стояние грунтовых вод	умеренная влагоемкость
Лейкленд	низкая	средняя	средние: ограниченная фильтрация	значительные: высокая проницаемость	исключительный дренаж средняя устойчивость	исключительное просачивание	не нужен	очень низкая влагоемкость
Марлборо	высокая	высокая	сравнительно низкая проницаемость	малые до 2% средние >2%	нет проблем	низкая проницаемость	не нужен	средняя влагоемкость
Макколл	низкая	низкая	значительная	умеренные	высокий уровень грунтовых вод	средняя — низкая проницаемость	низкая проницаемость	медленная инфильтрация
Ваграм	низкая	низкая	средние	значительные	средняя устойчивость	быстрое просачивание	не нужен	очень низкая влагоемкость

1. Предсказание роста городов на основании анализа благоприятных и неблагоприятных почвенных условий.

2. Сохранение свободных пространств в качестве зеленых коридоров и буферных территорий.

3. Поиски водосборных бассейнов на основе анализа гидрологических свойств почв.

4. Рассмотрение возможных конфликтов в использовании земель между пригородным и городским типами развития, оценивая производительность почв.

5. Уточнение главных категорий оценочных шкал путем анализа пригодности почв под те или иные культуры.

Использование результатов почвенной съемки при составлении технических проектов застройки было рассмотрено Квэйем (Quay, 1966). При этом наиболее полезным он считает определение следующих величин: 1) скорости просачивания; 2) интенсивности паводков; 3) уровня грунтовых вод; 4) несущей способности почвы; 5) потенциала коррозии; 6) эффекта «разбухания — сжатия»; 7) величины AASHO (в связи со строительством дорог и улиц); 8) эродируемости; 9) действия промерзания; 10) плодородия. Кроме того, материалы съемки необходимы и при оценке условий развития растений: деревьев, кустарников и трав, а также при организации заповедников.

Торнбурн (Thornburn, 1966) рассматривает пути использования почвенных данных при планировании и строительстве дорог.

Почвенные данные находят применение и в таких областях, как охрана здоровья людей, проведение санитарно-гигиенических мер, и в строительстве, что было показано на примере штата Нью-Йорк (Olson, 1964).

С развитием городов и пригородов, ростом количества железных дорог, повышением требований к эффективности сельского хозяйства резко увеличивается потребность в разнообразных почвенных рекомендациях. Последние могут быть полезными при условии разумного подхода к исходной почвенной классификации и квалифицированного проведения съемки.

Сельскохозяйственные рекомендации, полученные в результате проведения почвенной съемки в прошлом, состояли из следующих пунктов:

1. Предсказание урожаев или потенциальной урожайности главных культур на определенных типах почв при определенном уровне затрат.

2. Оценка затрат для различных типов сельского и лесного хозяйства, то есть объем капиталовложений на данном типе почв, необходимый для получения желаемого уровня производительности (раньше это называлось пригодностью почвы для

каких-либо культур, оцениваемой как «низкая» или «высокая». Теперь при решении вопроса об объеме затрат делаются анализы или производится более строгая оценка почв).

3. Прогноз возможных изменений почв при орошении.

4. Рассмотрение возможностей искусственного дренажа.

5. Оценка вероятной эффективности удобрений или известкования, определяемая по наиболее постоянным свойствам почв, таким, как плодородие или содержание карбонатов, выявленным с помощью опытов или анализов.

В будущем сельскохозяйственные рекомендации, очевидно, будут также включать следующие сведения:

1. Возможности изменения форм рельефа и эффективность этой меры (создание наиболее благоприятных уклонов, уничтожение депрессий с целью лучшего применения современной техники и повышения точности расчета доз удобрений).

2. Вероятная продуктивность и поведение почвы при «системном подходе» в условиях высокоинтенсивного хозяйства с применением сложной техники, минимальной глубины вспашки, химического контроля над ростом сорняков, узких междурядий и т. д.

Прогнозы урожаев, в частности зерновых культур, для основных почвенных серий в Иллинойсе были выполнены Оделлом с сотрудниками (Rust, Odell, 1957; Odell, 1958), определявшими в течение десяти лет урожайность при соответствующей агротехнике на основных почвенных сериях. При этом свойства серий были точно установлены. В результате были рассчитаны средние урожайности для классов определенных агротехнических уровней (низкие, средние, высокие, очень высокие урожаи). Основываясь на этих данных, можно выявить ценность почвы, указывая фермерам и их консультантам «производительную способность» их почв и давать советы относительно объемов капиталовложений для получения определенного уровня урожайности на почвах каждой серии или сочетаний серий (генерализованных картографически) на их фермах.

При интерпретации данных почвенной съемки в штате Айова особое внимание в последние годы уделялось не только определению урожаев зерновых культур на наиболее распространенных сериях почв, но и анализу взаимосвязей и структуры почвенного покрова (Oschwald, 1966, Riecken, 1963). При таком типе интерпретации анализируются почвенные тела как части ландшафта, создающие поля или фермы с точки зрения их формы и размеров, определяющих проведение на них современных технологических сельскохозяйственных операций, то есть анализируются единицы технологических почвенных ландшафтов. Прогноз урожаев и агротехнические рекомендации даются

либо в целом для почвенных ландшафтов, либо для отдельных их частей в зависимости от расположения почвенных тел.

В штате Северная Каролина, при выполнении сельскохозяйственной интерпретации почвенных данных, использовался аналитический или количественный подход (Sopher, 1969). При этом подходе собирались данные по крупным участкам с зерновыми, об их урожайности, применяемой агротехнике, об атмосферных осадках, а также проводились полные анализы почв. Применение множественной регрессии и быстродействующих компьютеров дало возможность выяснить, какая почва или свойства среды больше всего отражаются на неустойчивости урожаев. Такие данные были получены для почв прибрежной равнины Северной Каролины, в частности сравнивались аквульты и удульты. Они имели большое значение не только для прогноза урожаев, но и для почвенной классификации, так как позволили точнее оценить сами таксономические единицы и уточнить их границы. Другими словами, почвенные серии не были в данном случае приняты готовыми, как это было при исследованиях в штате Иллинойс.

Нетрудно предвидеть, что в будущем подходы к интерпретации почвенных данных будут становиться все более разнообразными, полными и количественными, поскольку современная сельскохозяйственная технология и экономика сельского хозяйства предъявляют все более высокие требования к нужной им информации.

ЛИТЕРАТУРА

Глава 1

Abelson P. H, 1964. Trends in scientific research, «Science», 143, p. 218—223.

Bidwell O W, Hole F. D., 1963. Numerical taxonomy and soil classification, «Soil Sci», 97, p 58—62.

Bidwell O. W., 1964. An experiment in the numerical classification of some Kansas soils, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 28, p 263—268.

Bidwell O. W., 1965 Man as a factor of soil formation, «Soil Sci.», 99, p. 65—72.

Boulding K. E., 1965 The image: Knowledge in life and society, Univ. Mich. Press, Ann Arbor.

Brewer R., 1964. Fabric and mineral analysis of soils, New York.

Чижиков П. Н., 1968. Почвообразовательные породы, «Почвоведение», № 11, М.

Cline M G., 1949. Basic principles of soil classification, «Soil Sci.», 67, p. 81—91.

Cline M G., 1961. The changing model of soil, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 25, p. 442—446.

Curtis J. T., 1959. The vegetation of Wisconsin: An ordination of plant communities, Univ Wis. Press, Madison.

Davis W. M., 1902. Baselevel, grade and peneplain, «J. Geol.», 10, p. 77—111.

Докучаев В. В, 1883. Русский чернозем, СПБ.

Editorial Staff, 1940. Obituary notice, «Soils Fertilizers», 3, p. 147—148.

Flint R. F., 1947. Glacial geology and the Pleistocene epoch., New York. [См. русский перевод Р. Флинт, Ледники и палеогеография плейстоцена, М., ИЛ, 1963.]

Gibbs H. S., 1955. What use is pedology? «Soils Fertilizers», 18, p. 188—190.

Goodall D. W., 1954 Vegetational classification and vegetational continua, «Angew. Pflanzln Sociologie», Wien, Festschrift Aichinger (Vienna) 1, p. 168—182

Hilgard E. W., 1892. A report on the relations of soil to climate, «U. S. Dept. Agr. Weather Bull», 3, p 1—59.

Hole F. D., Hironaka M., 1960. An experiment in ordination of some soil profiles, «Soil Sci. Soc. Am. Proc», 24, p. 309—312.

Jacks J. V., 1963. The biological nature of soil productivity, «Soils Fertilizers», 26, p. 147—150.

Jenny H., 1941. Factors of soil formation, New York

Jenny H, 1958 Role of the plant factor in the pedogenic functions, «Ecology», 39, p. 5—16.

Jenny H., 1961a. E. W. Hilgard and the birth of modern soil science, Agrochimica, Pisa, Italy, and Farallon Publ., P.O. Box 564, Berkeley. Calif.

Jenny H., 1961b. Derivation of state factor equations of soils and ecosystems, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 25, p. 385—388.

Johnson W. M., 1963. The pedon and the polypedon, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 27, p. 212—215.

Krusekopf H. H., 1942. Life and work of Curtis F. Marbut, 1863—1935, «Soil Sci. Soc. Am.», Columbia, Mo.

Kuhn A., 1963. The study of society: A unified approach. R. D. Irwin (The Irwin-Dorsey Series), Homewood, Ill.

Leeper G. W., 1953. What use is pedology? «Soils Fertilizers», 16, p. 241--242.

Leeper G. W., 1955. What use is pedology? «Soils Fertilizers», 18, p. 375—376.

Liebig J., 1840. Chemistry in its application to agriculture and physiology. Ed. by Playfair, Taylor, and Walton, London.

Marbut C. F., 1935, The soils of the United States, In USDA atlas of American agriculture, part 3. Advance sheets, no. 8.

Nikiforoff C. C., 1959. Reappraisal of the soil. «Science», 129, p. 186—196.

Northcote K. H., 1954. The place and function of pedology in soil science, «Soils Fertilizers», 17, p. 305—310.

Pomerening J. A., Knox E. G., 1962. A test for natural soil groups within the Willamette catena population, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 26, p. 282—287.

Sigmond A. A. J. de., 1938. The principles of soil science (Transl. from Hungarian by A. B. Yolland; edited by G. V. Jacks), London.

Simonson R. W., 1959. Outline of a generalized theory of soil genesis, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 23, p. 152—156.

Simonson R. W., Riecken F. F., Smith G. D., 1952. Understanding Iowa soils. W. C. Brown, Dubuque, Iowa.

Soil Survey Staff, 1951. Soil survey manual. U. S. Dept. Agr. Handbook 18, U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Soil Survey Staff, 1960. Soil classification, a comprehensive system-7th approximation. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Soil Survey Staff, 1962. Supplement to Arg. Handbook 18, Soil survey manual (replacing pages 173—188). U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Taylor N. H., Pohlen I. J., 1962. Soil survey methods, «New Zealand Soil Bur. Bull.», 25.

Thorp James, 1936. Geography of the soils of China, «Nat. Geol. Survey of China», Nanking, China.

Виленский Д. Г., 1957. Почвоведение, 3 изд., М., Сельхозгиз.

Whitehead A. N., 1925. Science of the modern world, New York.

Wilde S. A., 1953. Soil science and semantics, «J. Soil Sci.», 4, p. 1—4.

Глава 2

Bennema J., Boulaine J., Dudal R., Gerasimov I. P., Muckenhausen E., Simonson Roy W., 1968. Soil horizon designations and definitions, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 32, p. 153—154.

Brewer R., 1964. Fabric and mineral analysis of soils, New York.

Committee on Terminology, 1956. Report of definitions approved by the Committee on Terminology, «Soil Science Society of America», «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 20, p. 430—440.

Dudal R., 1968. Problems of international soil correlation, in approaches to soil classification. Joint FAO/UNESCO, Rome, p. 137—143.

Gile L. H., Peterson F. F., Grossman R. B., 1965. The K horizon: A master soil horizon of carbonate accumulation. «Soil Sci.», 99, p. 74—82.

Розов Н. Н., Иванова Е. Н. 1967. Классификация почв СССР (принципы и систематика почвенных типов), «Почвоведение», № 2, М.

Simonson R. W., 1951. Description of mottling in soils, «Soil Sci.», 7, p. 182—192.

Soil Survey Staff, 1951. Soil survey manual. U. S. Dept. Agr. Handbook 18. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Soil Survey Staff, 1960. Soil classification, a comprehensive system-7th approximation. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Soil Survey Staff, 1962. Supplement to USDA Handbook 18, Soil survey manual (replacing pages 173—188). U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Soil Survey Staff, 1967. Supplement to Soil classification, a comprehensive system-7th approximation. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Whiteside E. P., 1959. A proposed system of genetic soil horizon designations, «Soils Fertilizers», 22, p. 1—8.

Wilde S. A., 1958. Forest soils: Their properties and relation to silviculture, Ronald Press, New York.

Глава 3

Aguilera N. H., Jackson M. L., 1953. Iron oxide removal from soils and clays, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 17, p. 359—364.

Anderson D. M., Binnie R. R., 1961. Modal analysis of soils, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 25, p. 499—503.

Bourbeau G. A., Berger K. C., 1947. Thin sections of soils and friable materials prepared by impregnation with plastic «Castolite», «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 12, p. 409—412.

Brewer R., 1964. Fabric and mineral analysis of soils., New York.

Buol S. W., Fadness D. M., 1961. New method of impregnating fragile material for thin sectioning, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 25, p. 253.

Buol S. W., Hole F. D., 1959. Some characteristics of clay skins on peds in the B horizon of a Gray-Brown Podzolic soil, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 23, p. 239—241.

Buol S. W., Vesilsoy M. S., 1964. A genesis study of a Mohave sandy loam profile», «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 28, p. 254—256.

Evans D. D., Buol S. W., 1968. Micromorphological study of soil crusts, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 32, p. 19—22.

Grossman R. B., 1964. Composite thin sections for estimation of clay-film volume, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 28, p. 132—133.

Hole F. D., 1961. A classification of pedoturbations and some other processes and factors of soil formation in relation to isotropism and anisotropism, «Soil Sci.», 91, p. 385—387.

Khalifa E. M., Buol S. W., 1968. Studies of clay skins in a Cecil (Typic Hapludult) soil. I. Composition and genesis, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 32, p. 857—861.

Khalifa E. M., Buol S. W., 1969. Studies of clay skins in a Cecil (Typic Hapludult) soil. II. Effect on plant growth and nutrient uptake, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 33, p. 102—105.

Kubiena W. L., 1964. The role and mission of micromorphology and microscopic biology in modern soil science, p. 1—13. In A. Jongerius (ed.), Soil micromorphology. Elsevier, New York.

Mitchell J. K., 1956. The fabric of natural clays and its relationship to engineering properties, «Proc. Highway Res. Board», 35, p. 693.

Nettleton W. D., Flach K. W., Brasher B. R., 1969. Argillic horizons without clay skins, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 33, p. 121—125.

Soil Survey Staff, 1951. Soil survey manual. U. S. Dept. Agr. Handbook 18. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Soil Survey Staff., 1960. Soil classification, a comprehensive system-7th approximation. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Soileau J. S., Jackson W. A., McCracken R. J., 1964. Cutans (clay films) and potassiun availability to plants, «J. Soil Sci.», 15, p. 117—123.

Springer M. E., 1958. Desert pavement and vesicular layer of some soils of the desert of the Lahontan Basin, Nevada. «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 22, p. 63—66.

Глава 4

Allison L. E., 1965. Organic carbon, p. 1367—1378. См. C. A. Black (ed.), Methods of soil analysis, Agron, 9. Am. Soc. Agron., Madison, Wis.

Barshad I., 1965. Thermal analysis techniques for mineral identification and mineralogical composition, p. 699—742. См. C. A. Black (ed.), Methods of soil analysis, Agron. 9. Am. Soc. Agron., Madison, Wis.

Blake G. R., 1965. Bulk density, p. 374—390. См. C. A. Black (ed.), Methods of soil analysis, Agron. 9. Am. Soc. Agron., Madison, Wis.

Brasher B. R., Franzmeier D. P., Valassis V., Davidson S. E., 1966. Use of Saran resin to coat natural soil clods for bulk-density and water-retention measurements, «Soil Sci.», p. 101—108.

Bremner J., 1965. Total nitrogen, p. 1149—1341. См. C. A. Black (ed.), Methods of soil analysis, Agron. 9. Am. Soc. Agron., Madison, Wis.

Brewer R., 1964. Fabric and mineral analysis of soils. New York.

Bridgman P. W., 1927. The logic of modern physics, New York.

Broadbent F. E., 1965. Organic matter, p. 1397—1400. См. C. A. Black (ed.), Methods of soil analysis, Agron. 9. Am. Soc. Agron., Madison, Wis.

Bryant J. P., 1964. Soils of che Carolina Bays and interbay areas in Scotland County, North Carolina. Ph. D. thesis, N. C. State Univ. (Order 24—4915) Univ. Microfilms. Ann Arbor, Mich. (Dissertation Abstr.)

Cady J. G., 1965. Petrographic microscope techniques, p. 604—631. См. C. A. Black (ed.), Methods of soil analysis, Agron. 9. Am. Soc. Agron., Madison, Wis.

Chapman H. D., 1965. Cation-exchange capacity, p. 891—901. См. C. A. Black (ed.), Methods of soil analysis, Agron. 9. Am. Soc. Agron, Madison, Wis.

Cline M. G., 1944. Principles of soil sampling, «Soil Sci.», 58, p. 275—288.

Cline M. G., 1945. Methods of collecting and preparing soil samples, «Soil Sci.», 59, p. 3—5.

Cline M. G., 1963. Logic of the new system of classification, «Soil Sci.», 96, p. 17—22.

Coleman N. T., Thomas G. W., 1964. Buffer curves of acid clays as affected by the presence of ferric iron and aluminum, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 28, p. 187—190.

Coleman N. T., 1967. The basic chemistry of soil acidity. См. R. W. Pearson and F. Adams (eds.), Soil acidity and liming. Agron. Monograph 12, p. 1—41. Am. Soc. Agron., Madison, Wis.

Coleman N. T., Weed S. B., McCracken R. J., 1959. Cation-exchange capacity and exchangeable cations in Piedmont soils of North Carolina, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 23, p. 146—149.

Day P. R., 1965. Particle fractionation and particle-size analysis, p. 545—567. См. C. A. Black (ed.), Methods of soil analysis, Agron. 9. Am. Soc. Agron., Madison, Wis.

Dolman J. D., 1967. Genesis, morphology and classification of organic soils in the Tidewater Region of North Carolina. Ph. D. thesis, N. C. State Univ. (Order 67—11, 276) Univ. Microfilms. Ann Arbor, Mich. (Dissertation Abstr. 28B, 764B).

Evans C. E., 1968. Ion exchange relationships of aluminum and calcium in soils as influenced by organic matter, Ph. D. thesis, N. C. State Univ. (Order 68—14, 651) Univ. Microfilms. Ann Arbor, Mith. (Dissertation Abstr. 29, 1233-B).

Fleming J. F., Alexander L. T., 1961. Sulfur acidity in South Carolina tidal marsh soils, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 25, p. 94—95.

Franzmeier D. P., Ross S. J., Jr., 1968. Soil swellings: Laboratory measurement and relation to other soil properties, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 32, p. 573—577.

Grim R. E., 1968. Clay mineralogy, 2nd ed. McGraw-Hill, New York.

Grossman R. B., Brasher B. R., Franzmeier D. P., Walker J. L., 1968. Linear extensibility as calculated from natural-clod bulk density measurements, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 32, p. 570—573.

Heald W. R., 1965. Calcium and magnesium, p. 99—1010. См. C. A. Black (ed.), Methods of soil analysis, Agron. 9. Am. Soc. Agron., Madison, Wis.

Henry E. F., Dragoo Mary C., 1965. Guide to use of the FHA soil PVC meter. FHA-595. Federal Housing Admin., Washington.

Jackson M. L., 1956. Soil chemical analysis-advanced course. Published by the author, Dept. of Soils, Univ. Wis., Madison.

Jackson M. L. 1958. Soil chemical analysis, Prentice-Hall, En Englewood Cliffs, N. J.

Jackson M. L. 1964. Soil clay mineralogical analysis, p. 245—294. См. C. I. Rich, G. W. Kunze (eds.), Soil clay mineralogy. Univ. N. S. Press, Chapel Hill.

Jackson M. L., Mackenzie R. C., 1964. Chemical analysis in the quantitative mineralogical examination of clays, p. 313—325. См. C. I. Rich, G. W. Kunze (eds.), Soil clay mineralogy. Univ. N. C. Press, Chapel Hill.

Jenny H., 1941. Factors of soil formation. McGraw-Hill, New York.

Kamprath E. J., 1967. Soil acidity and response to liming, «Tech. Bull.», 4, Intern. Soil Testing Series, Soil Sci. Dept. N. C. State Univ., Raleigh.

Kanehiro Y., Sherman G. D., 1965. Fusion with sodium carbonate for total elemental analysis, p. 952—958. См. C. A. Black (ed.), Methods of soil analysis, Agron. 9. Am. Soc. Agron., Madison, Wis.

Kilmer V. J., 1960. The estimation of free iron oxides in soils, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 24, p. 420—421.

Kittrick J. A., 1965. Electron microscope techniques, p. 632—652. См. C. A. Black (ed.), Methods of soil analysis, Agron. 9. Am. Soc. Agron., Madison, Wis.

Kunze G. W., 1965. Pretreatment for mineralogical analysis, p. 568—577. См. C. A. Black (ed.), Methods of soil analysis, Agron. 9. Am. Soc. Agron., Madison, Wis.

Lin C., Coleman N. T., 1960. The measurement of exchangeable aluminum in soils and clays, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 24, p. 444—446.

Marbut C. F., 1935. Soils of the United States. In USDA Atlas of American agriculture, part 3. Advance sheets, no. 8.

McLean E. O., 1965. Aluminum, p. 978—998. См. C. A. Black (ed.), Methods of soil analysis, Agron. 9. Am. Soc. Agron., Madison, Wis.

Mehlich A., 1938. Use of triethanolamine acetate-barium hydroxide buffer for the determination of some base exchange properties and requirement of soil, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 3, p. 162—166.

Mehra O. P., Jackson M. L., 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithonite-citrate system buffered with sodium bicarbonate, p. 317—327. См. Clays and minerals, Proc. 7th Natl. Conf,, Monograph 5, Earth Science Series. Pergamon Press, New York.

Milner H. B., 1952. Sedimentary petrography, 4th ed., London.

Moormann F. R., 1963. Acid sulfate soils (cat-clays) of the tropics, «Soil Sci.», 95, p. 271—275.

Mortland M. M., Kemper W. D., 1965. Specific surface, p. 532—544. См. C. A. Black (ed.), Methods of soil analysis, Agron. 9. Am. Soc. Agron., Madison, Wis.

Nelson L. A., 1961. Evaluation of properties and yield potentials of some important Atlantic coastal plain soils. Ph. D. thesis, N. C. State Univ. (Order 61—4634) Univ. Microfilms. Ann Arbor, Mich. (Dissertation Abstr. 22, p. 1764).

Nye P., Craig Doris, Coleman N. T., Ragland J. L., 1961. Ion exchange equilibria involving aluminum, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 25, p. 14—17.

Prince A. B., 1965. Absorption spectrophotometry, p. 866—878. См. C. A. Black (ed.), Methods of soil analysis, Agron. 9. Am. Soc. Agron., Madison. Wis.

Rich C. I., 1965. Elemental analysis by flame photometry, p. 849—865. См. C. A. Black (ed.), Methods of soil analysis, Agron. 9. Am. Soc. Agron., Madison, Wis.

Rich C. I., Obenshain S. S., 1965. Distribution of free iron oxides in four coastal plain soils of Virginia. Sixth Congr. Intern. Soil Sci. Soc., 2, p. 447—451.

Richards L. A., 1965. Physical condition of water in soil, p. 128—152. См. C. A. Black (ed.), Methods of soil analysis, Agron. 9. Am. Soc. Agron., Madison, Wis.

SCS-USDA, 1967. Soil survey investigations report no. 1. Soil survey laboratory methods and procedures for collecting soil samples. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Smith G. D., 1963. Objectives and basic assumptions of the new soil classification system, «Soil Sci.», 96, p. 6—16.

Soil Survey Staff, 1951. Soil survey manual. U. S. Dept. Agr. Handbook 18, U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Soil Survey Staff, 1960. Soil classification, a comprehensive system-7th approximation. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Soil Survey Staff, 1967. Supplement to Soil classification, a comprehensive system-7th approximation. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing. Office, Washington.

U. S. Salinity Laboratory Staff, 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. U. S Dept. Agr. Handbook 60. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Veihmeyer F. J., Hendrickson A. H., 1948. Soil density and root penetration, «Soil Sci.», 65, p. 487—493.

Whittig L. D., 1965. X-ray diffraction techniques for mineral identification and mineralogical composition, p. 671—698. См. C. A. Black (ed.), Methods of soil analysis, Agron. 9. Am. Soc. Agron., Madison, Wis.

Глава 5

Barnhisel R. I., Rich C. I., 1967. Clay mineral formation in different rock types of a weathering boulder conglomerate, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 31, p. 627—631.

Bloomfield C., 1952. The distribution of iron and aluminum oxides in gley soils, «J. Soil Sci.», 3. p. 167—171.

Brown G., 1953. The occurrence of lepidocrocite in some British soils, «J. Soil Sci.», 4, p. 220—228.

Cate R. B., Jr., 1964. New data on the chemistry of submerged soils: Possible relationship to bauxite genesis, «Econ. Geol.», 59, p. 161—162.

Cate R. B., Jr., Sukhai A. P., 1964. A study of aluminum in rice soils, «Soil Sci.», 98, p. 85—93.

Cloos P., Fripiat J. J., Vielvoye L., 1961. Mineralogical and chemical characteristics of a glauconitic soil of the Hageland region (Belgium), «Soil Sci.», 91, p. 55—65.

Coleman N. T., 1962. Decomposition of clays and the fate of aluminum, «Econ. Geol.», 57, p. 1207—1218.

Coleman N. T., Ragland J. L., Craig Doris, 1960. An unexpected reaction between Al-Clay or Al- soil and $CaCl_2$, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 24, p. 419—420.

Collins J. F., 1968. The Eh-pH evironment and iron-manganese equilibria in soils, Ph. D. thesis, N. C. State Univ., (Order 69—7652)) Univ. Microfilms. Ann Arbor, Mich (Dissertation Abstr. 29, 3575-B).

Carrels R. M., Christ C. L., 1965. Solutions, minerals, and equilibria. Harper and Row, New York.

Goldich S. S., 1938. A study in rock-weathering, «J. Geol.», 46, p. 17—58.

Jackson M. L., 1963. Aluminum bonding in soils: A unifying principle in soil science, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 27, p. 1—10.

Jackson M. L., 1968. Weathering of primary and secondary minerals in soils. Trans. 9th Intern. Congr. Sci. 4, p. 281—292.

Jackson M. L., Sherman G. D., 1953. Chemical weathering of minerals in soils, Adv. Agron, 5, p. 219—318.

Jackson M. L., Tyler, Willis A. L., Bourbeau G. A., Pennington R. P., 1948. Weathering sequence in clay-size minerals in soils and sediments. I. Fundamental generalizations, «J. Phys., Colloid, Chem.,», 52, p. 1237—1260.

Jeffery J. W. O., 1960. Iron and the Eh of waterlogged soils with particular reference to paddy, «J. Soil Sci.», 11, p. 140—148.

Marel H. W. van der., 1951. Gamma ferric oxide in sediments. «J. Sediment. Petrol», 21, p. 12—21.

Nettleton W. D., 1966. Pedogenesis of certain Aquultic and Aquic Normudultic soils of the North Carolina coastal plain. Ph. D. thesis, N. C. State Univ. (Order 66—12,899) Univ. Microfilms. Ann Arbor, Mich. (Dissertation Abstr. 27, p. 1674-B).

Patrick W. H., Jr., Wyatt R., 1964. Soil nitrogen loss as a result of alternate submergence and drying, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 28, p. 647—653.

Rich C. I., 1964. Effect of cation size and pH on potassium exchange in Nason soil, «Soil Sci.», 98, p. 100—106.

Rich C. I., Black W. R., 1964. Potassium exchange as affected by cation size, pH, and mineral structure, «Soil Sci.», 97, p. 384—390.

White J. L., 1962. X-ray diffraction studies on weathering of muscovite, «Soil Sci.», 93, p. 16—21.

White J. L., Anderson J. U., Hensel D. R., 1959. Applications of mineralogical techniques to soil genesis studies, «Silicates Ind.», 24, p. 301—305.

Глава 6

Barshad I., 1964. Chemistry of soil development, p. 1—70. См. F. E. Bear (ed.), Chemistry of the soil. Reinhold, New York.

Baxter F. P., Hole F. D., 1967. Ant (Formica cinerea) pedoturbation in a prairie soil, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 31, p. 425—428.

Buol S. W., Hole F. D., 1961. Clay skin genesis in Wisconsin soils, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 25, p. 377—379.

Clarke F. W., 1908. The data of geochemistry, U. S. Geolog. Survey Bull., p. 330.

Edelman C. H., 1950. Soils of the Netherlands, Amsterdam.

Franzmeier D. P., Whiteside E. P., 1963. A chronosequence of Podzols in northern Michigan. I. Ecology and description of pedons, «Mich. State Agr. Exp. Sta. Quart. Bull.», 46, p. 2—20.

Graham E. R., 1950. The plagioclase feldspars as an index to soil weathering, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 14, p. 300—302.

Haseman J. E., Marchall C. E., 1945. The use of heavy minerals in studies of the origin and development of soils, «Missouri Agr. Exp. Sta. Res. Bull.», p. 387.

Hodgman C. D., Weast R. C., Shankland R. S., Selby S. M., 1962. Handbook of chemistry and physics. Cleveland, Ohio.

Hole F. D., 1961. A classification of pedoturbations and some other processes and factor of soil formation in relation to isopropism and anisotropism, «Soil Sci.», 91, p. 375—377.

Hooke R. L., Vang, Weiblem P. W., 1969. Desert varnish: An electron prode study, «J. Geol.», 77, p. 275—288.

Jenny H., 1958. Role of the plant in the pedogenic functions. «Ecology», 39, p. 5—16.

Jenny H., 1961. Derivation of state factor equations of soils and ecosystems, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 25, p. 385—388.

Jenny H., 1965. Tessera and pedon, «Soil Survey Horizons», 6, p. 8—9.

Kellogg C. E., 1936. Development and significance of the great soil groups of the United States, «U. S. Dept. Agr. Misc. Publ.», p. 229.

Khalifa E. M., Buol S. W., 1968. Studies of clay in a Cecil (Typic Hapludult) soil. I. Composition and genesis, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 32, p. 857—861.

Marbut C. F., 1935. Soils: Their genesis and classification. Pub. 1951 by Soil Sci. Soc. Am., Madison, Wis.

Northcote K. H., 1965. A factual key for the recognition of Australian soils, 2nd ed C. S. I. R. O. Australia, Div. of Soils, Div. Rep. 2/65.

Полынов Б. Б., 1934. Кора выветривания, М., изд. АН СССР.

Роде А. А., 1955. Почвоведение, М., Гослесбумиздат.

Siever R., 1962. Silica solubility, 0—200 °C and the diagenesis of siliceois sediments, «J. Geol.», 70, p. 127—150.

Simonson R. W., 1959. Outline of a generalized theory of soil genesis, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 23, p. 152—156.

Stobbe P. C., Wright J. R., 1959. Modern concepts of the genesis of Podzols, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 23, p. 161—164.

Thorp J., 1965. The nature of the pedological record in the Quaternary, «Soil Sci.», 99, p. 1—8.

Виленский Д. Г., 1957. Почвоведение, 3 изд., М., Сельхозгиз.

Глава 7

Baldwin M., Kellogg C. E., Thorp J., 1938. Soil classification, p. 979—1001. In Soils and men, yearbook of agriculture. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Crocker R. L., 1952. Soil genesis and the pedogenic factors, «Quart. Rev. Biol.», 27, p. 139—168.

Crowther E. M., 1953. The sceptical soil chemist, «J. Soil Sci.», 4, p. 107—122.

Глинка К. Д., 1927. Почвы мира и их развитие.

Jenny H., 1941. Factors of soil formation. New York.

Jenny H., 1958. Role of the plant factor in the pedogenic functions, «Ecology», 39, p. 5—16.

Jenny H., 1961. Derivation of state equations of soil and ecosystems, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 25, p. 385—388.

Jenny H., Raychaudhuri S. P., 1960. Effect of climate and cultivation on nitrogen and organic matter reserves in Indian soils. Indian Council Agr. Res., New Delhi, India.

Jenny H., Salem A. E., Wallis J. R., 1968. Interplay of soil organic matter and soil fertility with state factors and soil properties, p. 5—37. См. Study week on organic matter and soil fertility, Pontificiae Academiae Scientarius Scripta Varia, New York.

Joffe J. S., 1936. Pedology, Rutgers Univ. Press, New Brunswick, N. J.

Marbut C. F., 1935. Soils: Their genesis and classification. Publ. 1951 by Soil Sci. Soc. Am., Madison, Wis.

Mill J. S., 1925. A system of logic, 8th ed. Longmans, London.

Роде А. А., 1961. Почвообразовательный процесс и эволюция почв, М., Географгиз.

Russell J. S., Rhoades H. F., 1956. Water table as a factor in soil formation, «Soil Sci.», 82, p. 319—328.

Soil Survey Staff, 1960. Soil classification, a comprehensive system-7th approximation. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Вильямс В. Р., 1949. Основы почвоведения и землеведения, М., Сельхозгиз.

Глава 8

Cline M. G., 1935. Major kinds of profiles and their relationships in New York, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 17, p. 123—127.

Докучаев В. В., 1883. Русский чернозем, СПБ.

Ehrlich W. A., Rice H. M., Ellis J. H., 1955. Influence of the composition of parent materials on soil formation in Manitoba, «Can. J. Agr. Sci.», 35, p. 407—421.

Jenny H., 1941. Factors of soil formation, McGraw-Hill, New York.

McCaleb S. B., 1959. The genesis of the Red-Yellow Podzolic soils, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 23, p. 164—168.

McCaleb S. B., Lee W. D., 1956. Soils of North Carolina. I. Factors of soil formation and distribution of great soil groups, «Soil Sci.», 82, p. 419—431.

Nyun M. A., McCaleb S. B., 1955. The Reddish Brown Lateritic soils of the North Carolina piedmont region: Davidson and Hiwassee series, «Soil Sci.», 80, p. 27—41.

Polynov B. B. 1930. Das Muttergestein als Faktor der Bodenbildung und als Kriterium fur die Bodenklassification. Soil Res. 2, p. 165—180.

Richthofen F. F. von, 1886. Führer für Forschungsreisende, Berlin.

Swindale L. D., 1969. The properties, of volcanic ash soils, p. B.10.1 — B.10.9. In Panel on volcanic ash soils in Latin America. Training and Research Center of Inter-American Inst. of Agr. Sci., Turrialba, Costa Rica.

Thaer A. D. 1809, 1810, 1812. Grundsätze der rationellen Landwirtschaft, vol. 1—4. (Cited in Joffe J. S., 1949. Pedology Publ., New Brunswick, N. J.)

Travis R. B., 1955. Classification of rocks. Colo. School of Mines Quart. 50, no. 1.

Wright A. C. S., 1964. The «Andosols» or «Humic Allophane» soils of South America, p. 9—22. Report on the meeting on the Classification and Correlation of Soils from Volcanic Ash, Tokyo, Japan. World soil resources report 14, FAO, Rome, Italy, 1965.

Глава 9

Birot P., 1960. The cycle of erosion in different climates. (Transl. from French, 1968, by C. I. Jackson, K. M. Clayton.) Univ. Calif. Press, Berkeley.

Bushnell T. M., 1942. Some aspects of the soil catena concept., «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 7, p. 466—476.

Carlisle F. J., Knox E. G., Grossman R. B., 1957. Fragipan horizons in New York soils. I. General characteristics and distribution, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 21, p. 320—321.

Daniels R. B., Gamble E. E., Nelson L. A., 1967. Relation between A2 horizon characteristics and drainage in some fine loamy Ultisols, «Soil Sci.», 104, p. 364—369.

Hole F. D., 1953. Suggested terminology for describing soils as three-dimensional bodies, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 17, p. 131—135.

Jenny H., 1941. Factors of soil formation. McGraw-Hill, New York.

Jenny H., 1958. Role of the plant factor in the pedogenic functions, «Ecology», 39, p. 5—16.

Klemmedson J. O., 1964. Topofunction of soils and vegetation in a range landscape, p. 176—189. Am. Soc. Agron, Spec. Publ. 5, Madison, Wis.

Lag J., 1951. Illustration of influence of topography on depth of A2-layer in Podzol profiles, «Soil Sci.», 71, p. 125—127.

Losche C. K., 1967. Soil genesis and forest growth on steeply sloping landscapes of the southern Appalachians. Ph. D. thesis, N. C. State Univ. (Order 67—11,282) Univ. Macrofilms. Ann Arbor. Mich. (Dissertation Abstr. 28B, p. 765-B).

Norton E. A., Smith R. S., 1930. The influence of topography on soil profile character, «J. Am. Soc. Agron.», 22, p. 251—262.

Роде А. А., Гидроморфные почвы, «Почвоведение», № 10, М.

Ruhe R. V. 1969. Quaternary landscapes in Iowa, Iowa State Univ. Press, Ames.

Russell R. J., 1967. River plains and sea coasts, Univ. Calif. Press, Berkeley.

Soil Survey Staff, 1951. Soil survey manual U. S. Dept. Agr. Handbook 18, U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Terminology Committee, 1965. Glossary of soil science terms, «Soil Sci. Am. Proc.», 29, p. 330—351.

Wilson L., 1968. Slopes, p. 1002—1020. См. R. W. Fairbridge (ed.), The encyclopedia of geomorphology. Reinhold, New York.

Глава 10

Arkley R. J., 1963. Calculation of carbonate and water movement in soil from climatic data, «Soil Sci.», 96, p. 239—248.

Arkley R. J., 1967. Climates of some great soil proups of the western United States, «Soil Sci.», 103, p. 389—400.

Baldwin M., Kellogg C. E., Thorp J., 1938. Soil classification, p. 979—1001. In Soils and men, yearbook of agriculture. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Cooper A. W., 1960. Am example of the role of microclimate in soil genesis, «Soil Sci.», 90, p. 109—120.

Фридланд В. М., 1959. Вертикальная зональность почв в Северном Вьетнаме, «Почвоведение», № 11, М.

Geiger R., 1957. The climate near the ground. (Transl. by M. N. Stewart et al.) Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass. [См. русский перевод: Р. Гейгер, Климат приземного слоя воздуха. ИЛ., М., 1960].

Jenny H., 1941. Factors of soil formation, New York.

Lang R., 1920. Vervitterung und Bodenbildung als ejnfuhrung in die Bodekunde, Schweizerbart'sche Verlag, Stuttgart.

Martin W. P., Fletcher J. E., 1943. Vertical zonation of great soil groups on Mt. Graham. Arizona, as correlated with climate, vegetation and profile characteristics. «Univ. Ariz. Agr. Exp. Sta. Tech. Bull.», 99, p. 89—153.

Meyer A., 1926. Über einige Zusammerhange Zwischew Klima und Boeden in Europa, «Chemie der Erde», 2, S. 209—347.

Nikiforoff C. C., 1953. Pedogenic criteria of climatic changes, p. 189—200. См. H. Shapley (ed.), Climatic change: Evidence, causes and effects, Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass.

Palmer W. S., Havens A. V., 1958. A graphical technique for determining evapotranspiration by the Thornthwaite method, «Monthly Weather Rev.», 86, p. 123—128.

Petterssen S., 1941. Introduction to meteorology. McGraw-Hill, New York.

Reed W. W., 1941. The climates of the world, p. 665—684. См. Climate and man, yearbook of agriculture. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Schwarzbach M., 1963. Climates of the past: An introduction to paleoclimatology. (Transl. and edited by R. O. Muir.) Van Nostrand. London. [См. русский перевод: М. Шварцбах, Климаты прошлого, ИЛ, М.]

Шульгин А. М., 1957. Температура почв, М., Гидрометеоиздат.

Smith G. D., Newhall F., Robinson L. H., Swanson D., 1964. Soil temperature regimes: Their characteristics and predictability. SCS-TP-144. Soil Conserv. Serv., U. S. Dept. Agr.

Thornthwaite C. W., 1948. An approach toward a rational classification of climate, «Geograph. Rev.», 38, p. 55—94.

U. S. Department of Agriculture, 1960. Palmer-Havens diagram for computing potential evapotranspiration by the Thornthwaite method. M-3047A, Soil Conserv. Sevr., Portland, Oreg.

Van't Hoff J. H., 1884. Études de dynamique chimique. (Studies of dynamic chemistry.), Amsterdam, Holland.

Волобуев В. Р., 1964. Экология почв. Баку, Ан АзССР.

Whittaker R. H., Buol S. W., Niering W. A., Havens Y. H., 1968. A soil and vegetation pattern in the Santa Catalina Mountains, Arizona, «Soil Sci.», 105, p. 440—450.

Глава 11

Bidwell O. W., Hole F. D., 1965. Man as a factor of soil formation, «Soil Sci.», 99, p. 65—72.

Brewer R., 1964. Fabric and mineral analysis of soils. New York.

Daniels R. B., Brasfield J. F., Riecken F. F., 1962. Distribution of sodium hydrosulfite extractable manganese in some Iowa soil profiles, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 26, p. 75—78.

Eaton T. H., Chandler R. F., Jr., 1942. The fauna of forest-humus layers in New York. Cornell Agr. Exp. Sta. Mentoir, p. 247.

Gersper P. L., Holowaychuk N., 1970. Effects of stemflow water on the Miami soil under a beech tree. I. Morphological and physical properties, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 34, p. 779—786.

Gleason H. A., Cronquist, 1964. The natural geography of plants. Columbia Univ. Press, New York.

Gray T. R. G., 1967. Stereoscan electron miscroscopy of soil organisms, «Science», 155, p. 1668—1670.

Hole F. D., 1968. What is a well-developed soil? — «Soil Survey Horizons,» 9, p. 12—13.

Hugie V. K., Passey H. B., 1963. Cicadas and their effect upon soil genesis in certain soils in southern Idaho, northern Utah, and northeastern Nevada, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 27, p. 78—82.

Jackson M. L., 1965. Clay transformations in soil genesis during the Quaternary, «Soil Sci.», 99, p. 15—22.

Jenny H., 1941. Factors of soil formation. McGraw-Hill, New York.

Jenny H., 1958. Role of the plant factor in the pedogenic functions, «Ecology», 39, p. 5—16.

Jenny H., 1961. Derivation of state factor equations of soils and ecosystems, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 25, p. 385—388.

Jenny H., 1965. Tessera and pedon, «Soil Survey Horizons», 6, p. 8—9.

Jenny H., Grossenbacher K., 1963. Root-soil boundary zone as seen in the electron microscope, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 27, p. 273—277.

Jones R. L., Beavers A. H., 1964. Variation of opal phytolith content among some great soil groups in Illinois, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 28, p. 711—712.

LaMarche V. C., Jr., 1968. Rates of slope degradation as determined by botanical evidence, White Mountains, «Calif. U. S. Geol. Surv. Professional Papers», 352, p. 341—377.

Lyford W. H., 1963. Importance of ants to Brown Podzolic soil genesis in New England. Harvard Forum Paper 7. Petersham, Mass.

McLaren A. D., Skujins J., 1968. The physical environment of microorganisms in soil, p. 3—24. См. T. R. G. Gray, D. Parkinson (eds.), The ecology of soil bacteria: An international symposium. Univ. Toronto Press, Toronto.

Mellanby K., 1960. The biological importance of the invertebrate soil fauna, «Soils Fertilizers», 23, p. 8—9.

Milfred C. J., Olson G. W., Hole F. D., 1967. Soil resources and forest ecology of Menominee County, Wisconsin, «Nat. Hist. Survey, Univ. Estension Bull.», 85, Soil Series 60. Madison. Wis.

Nielsen G. A., Hole F. D., 1964. Earthworms and the development of coprogenous A1 horizons in forest soils of Wisconsin, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 28, p. 426—430.

Ovington J. D., 1962. Quantitative ecology and the woodland ecosystem concept, «Adv. Ecol. Res.», 1, p. 103—192.

Полынов Б. Б., 1951. Новые идеи в формировании и развитии почв, «Почвоведение», М.

Riecken F. F., 1965. Present soil-forming factors and processes in temperate regions, «Soil Sci.», 99, p. 58—64.

Salem M. Z., Hole F. D., 1968. Ant (Formica exscetoides) pedoturbation in a forest soil, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 32, p. 563—567.

Swindale L. D., 1955. Mineralogy and genesis of some rhyolite-derived soils of New Zealand. Ph. D. thesis, Univ. Wis., Madison.

Thorp James, 1949. Effects of certain animals that live in soils. «Sci. Monthly», 68, p. 180—191.

Thorp James, 1957. Report on a field study of soils of Australia, «Sci. Bull. I», Earlham College, Richmond, Ind.

Виленский Д. Г., 1957. Почвоведение, М., Сельхозгиз.

White E. M., Riecken F. F., 1955. Brunizem-Gray Brown Podzolic soil biosequences, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 19, p. 504—509.

Wilde S. A., 1950. Crypto-mull humus: Its properties and growth effects (a contribution to the classification of forest humus), «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 15, p. 360—362.

Wilde S. A., 1954. Reaction of soils: Facts and fallacies, «Ecology», 35, p. 89—92.

Wilde S. A., 1958. Forest soils: Their properties and relation to silviculture. Ronald Press, New York.

Zinke P. J., Crocker R. L., 1962. The influence of giant sequia on soil properties, «Forest Sci.», 8, p. 2—11.

Глава 12

Arnold R. W., Riecken F. F., 1964. Grainy gray ped coatings in Brunizem soils, «Proc. Iowa Acad. Sci.», 71, p. 350—360.

Aubert G., 1960. Influences de la vegetation sur le sol en zone tropicale humide et semi-humide. Rapports du Sol et de la Vegetation. «Colloq. Soc. Nat. Fr.», 1959, p. 11—22.

Aubert G., Maignien R., 1949. L'Erosion eolienne dans le nord du Senegal et du Senegal et du Soudan Francias, «Bull. Agr. Congr. Belg.», 40, p. 1309—1316.

Broecker W. S., 1966. Absolute dating and the astrnomical theory of glaciation, «Science», 151, p. 299—304.

Broecker W. S., Kulp J. L., Tucek C. S., 1956. Lamont natural radiocarbon measurements, III, «Science», 124, p. 154—165.

Bryson R. A., Wendland W. M., 1967. Radiocarbon isochrones of the retreat of the Laurentide ice sheet. Tech. Rept. 35. Dept. Meteorol., Univ. Wis., Madison.

Bryson R. A., Irving W. N., Larsen J. A., 1965. Radiocarbon and soil evidence of a former forest in the southern Canadian tundra, «Science», 147, p. 46—48.

Buol S. W., 1965. Present soil-forming factors and processes in arid and semiarid regions, «Soil Sci.», 99, p. 45—49.

Butler B. E., 1958. Depositional systems of the riverine plain of south-eastern Australia in relation to soils, «Commonwealth Sci. and Ind. Res. Organ. Soil Publ.», 10.

Cady J. G., Daniels R. B., 1968. Genesis of some very old soils-the Paleudults. Trans. 9th Intern. Congr. Soil. Sci. (Adelaide, Australia), 4, p. 103—112.

Chandler R. F., Jr., 1937. A study of certain calcium relationships and base exchange properties of forest soils. J. Forestry, 35, p. 27—32.

Clarke F. W., 1924. Data of geochemistry, 5th ed. U. S. Geol. Survey Bull. 770. Dept. Interior, U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Craig R. M., 1963. Morphology and genesis of soils formed in various parent materials on degradational sideslope landforms of the upper coastal plain of North Carolina. M. S. thesis, N. C. State Univ., Raleigh.

Crocker R. L., Major J., 1955. Soil development in relation to vegetation and surface age at Glacier Bay, Alaska, «J. Ecol.», 43, p. 427—448.

Crowther F., 1935. Some inductive methods in pedology. Trans 3rd Intern. Congr. Soil Sci. (Oxford, England), 1, p. 339—343.

Daniels R. B., Gamble E. E., Nettleton W. D., 1966. The Surry scarp from Fountain to Potters Hill, North Carolina, «Southeastern Geol.», 7, p. 41—50.

Daniels R. B., Gamble E. E., Wheeler W. H., Nettleton W. D., 1966. Coastal plain stratigraphy and geomorphology near Benson, North Carolina, «Southeastern Geol.», 7, p. 159—182.

Davis W. M., 1899. The geographical cycle, «Geograph. J.», 14, p. 481—504.

Dickson B. A., Crocker R. L., 1953a. A chronosequence of soils and vegetation near Mt. Shasta, California. I. Definition of the ecosystem investigated and features of the plant succession, «J. Soil Sci.», 4, p. 123—141.

Dickson B. A., 1953b. A chronosequence of soils and vegetation near Mt. Shasta, California. II. The development of the forest floors and the carbon and nitrogen profiles of the soils, «J. Soil Sci.», 4, p. 142—154.

Dickson B. A., Crocker R. L., 1954. A chronosequence of soil and vegetation near Mt. Shasta, California. III. Some properties of the mineral soils, «J. Soil Sci.», 5, p. 173—191.

Frye I. C., 1959. Climate Lester King's «uniformitarian nature of hillslopes», «J. Geol.», 67, p. 111—113.

Gamble E. E., Daniels R. B., McCracken R. I., 1970. A2 horizons of coastal plain soils: pedogenic or geologic origin, «Southeastern Geol.», 11, p. 137—152.

Gile L. H., Hawley J. W., 1966. Periodic sedimentation and soil formation on an alluvial-fan piedmont in southern New Mexico, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 30, p. 261—268.

Hack J. T., 1960. Interpretation of erosinal in humid temperate regions. «Am. J. Sci.», 258, p. 80—97.

Hammond A. L., 1970. Deep sea drilling, «Science», 170, p. 520—521.

Hissink D. J., 1938. The reclamation of the Dutch saline soils (Solonchak) and their further weathering under the humid climatic conditions of Holland, «Soil Sti.», 45, p. 83—94.

Hole F. D., 1967. An ancient young soil, «Soil Survey Horizons», 8, p. 16—19.

Hough J. L., 1958. Geology of the Great Lakes. Univ. Ill. Press, Urbana.

Jackson M. L., 1963. Aluminum bonding in soils: A unifying principle in soil science, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 27, p. 1—10.

King L., 1962. Morphology of the earth: A study and synthesis of world scenery. Hafner, New York. [См. русский перевод: Л. Кинг, Морфология Земли, ИЛ.].

Kulp L. I., 1961. Geologic time scale, «Science», 133, p. 1105—1114.

Leopold L. B., Wolman M. G., Miller J. P., 1964. Fluvial processes in geomorphology. W. H. Freeman, San Francisco.

Marbut C. F., 1928. Soils: Their genesis and classification, Pub., 1951 by Soil Sci. Soc. Am., Madison, Wis.

Mohr E. C., J., Baren F. A. van, 1954. Tropical soils: A critical study of soil genesis as related to climate, rock, and vegetation. The Royal Tropical Inst., Amsterdam. Interscience. New York.

Muckenhirn R. J., Whiteside E. P., Templin E. H., Chandler R. F., Alexander L. T., Jr., 1949. Soil classification and the genetic factors of soil formation, «Soil Sci.», 67, p. 93—105à.

Nielsen G. A., Hole F. D., 1964. Earthworms and the development of coprogenous Al horizons in forest soils of Wisconsin, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 28, p. 426—430.

Nikiforoff C. C., 1942. Fundamental formula of soil formation, «Am. J. Sci.», 240, p. 847—866.

Nikiforoff C. C., 1949. Weathering and soil formation, «Soil Sci.», 67, p. 219—230.

Palmquist R. D., 1964. The relationship between topography and pedogenesis. Unpubloshed Lit. Rev. Dept. Soil Sci., Univ. Wis., Madison.

Parsons R. B., Scholtes W. H., Riecken F. F., 1962. Soils of Indian mounds in northeastern Iowa as benchmarks for studies of soil genesis, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 26, p. 491—496.

Penck W., 1924. Die Morphologische Analyse. (Morphological analysis of land forms.) Stittgart. (Transl. by Hella Czech Katherine Cumming Boswell, 1953.) London.

Proudfoot V. B., 1958. Problems of soil history. Podzol development at Goodland and Torr Townalnds. County Antrim, Northern Ireland, «J. Soil Sci.», 9, p. 186—198.

Robinson G. H., 1950. Soil carbonate and clay contents as criteria or rate and stage of soil genesis, Ph. D. thesis, Univ. Wis., Madison.

Ruhe R. V., 1956a. Landscape evolution in the High Ituri, Belgian Congo. INEAC Series Sci. 66 (Scientific reports from former Belgian Congo agronomic research institute).

Ruhe R. V., 1956b. Geomorphic surfaces and the nature of soils, «Soil Sci.», 82, p. 441—455.

Ruhe R. V., 1959. Stone lines in soils, «Soil Sci.», 87, p. 223—231.

Ruhe R. V., 1960. Elements of the soil landscape. Trans 7th Intern, Congr. Soil Sci. (Madison, Wis.), 4, p. 165—169.

Ruhe R. V., 1969a. Quaternary landscaèes in Iowa, Iowa State Univ. Press, Ames.

Ruhe R. V., 1969b. Principles for dating pedogenic events in the Quaternary. «Soil sci.», 107, p. 398—402.

Ruhe R. V., Daniels R. B., 1958. Soils, paleosols, and soil-horizon nomenclature, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 22, p. 66—69.

Ruhe R. V., 1965. Landscape erosion-geologic and historic J. Soil Water Conserv. 20, p. 52—57.

Ruhe R. V., Scholtes W. H., 1956. Ages and development of soil landscapes in relation to climatic and vegetational changes in Iowa, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 20, p. 264—273.

Ruhe R. B., Cady J. G., Gomez R S., 1961. Paleosols of Bermuda, «Geol. Soc. Am. Bull.», 72, p. 1121—1141.

Ruhe R. V., Daniels R. B., Cady J. G., 1967. Landscape evolution and soil formation in southwestern Iowa. U. S., «Dept. Agr. Tech. Bull.», 1349.

Salisbury E. J., 1925. Note on the edaphic succession in some dune soils with special reference to the factor, «J. Ecol.», 13, p. 322—328.

Scheidegger A. E., 1960. Analytical theory of slope development by undercutting, «J. Allberta Soc. Petrol. Geol.», 8, p. 202—206.

Scheidegger A. E., 1961. Mathematical models of slope development, «Geol. Soc. Am. Bull.», 72, p. 37—50.

Simonson R. W., 1941. Studies of buries soils form till in Iowa, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 6, p. 373—381.

Simonson R. W., 1954. Identification and interpretation of buried soils, «Am. J. Sci.», 252, p. 705—732.

Simonson R. W., 1959. Outline of a generalized theory of soil genesis, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 23, p. 152—156.

Smirnov M. P., 1960. The rate of soil formazion in old quarries of calcareous rocks and secondary changes in buried Linght-Gray Forest soils, «Soviet Soil Sci.», 1960, no. 4, p. 417—427. (Transl. 1961 from Pochvovedeniye. 1960, 4, p. 91—102.)

Strahler A. N., 1950. Equilibrium theory of erosional slopes by frequency distribution analysis, «Am. J. Sci.», 248, p. 673—696.

Stremme H., 1960. Bodenbildung auf Geschiebelehman Verschiedenen altres in Schleswigholstein, «Zeit. Deutsch, Geoel. Gesell.», 112, S. 299—308.

Tamm C. O., Ostlund H. C., 1960. Radiocarbon dating of soil humus, «Nature», 185, p. 706—707.

Thorp J., 1965. The nature of the pedological record in the Quaternary, «Soil Sci.», 99, p. 1—8.

Thwaites F. T., 1946. Outline of glacial geology. Edwards Brothers, Ann Arbor, Mich.

Walker P. H., 1966. Postglacial erosion and environmental changes in central Iowa, «J. Soil Water Conserv», 21, p. 21—23.

Wilding L. P., Odell R. T., Fehrenbacher J. B., Beavers A. H., 1963. Source and distribution of sodium in solonetzic soils in Illinois, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 27, p. 432—438.

Wright H. E., Jr., Frey D. G., 1965. The Quaternary of the United States. Princeton. Univ. Press, Princeton, N. J.

Глава 13

Baldwin M., Kellogg C. E., Thorp J., 1938. Soil classification, p. 979—1001. In Soils and men, yearbook of agriculture, U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Bridgman P. W., 1927. The logic of modern physics. New York.

Cline M. G., 1949. Basic principles of soil classification, «Soil Sci.», 67, p. 81—91.

Cline M. G., 1961. The changing model of soil, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 25, p. 442—446.

Cline M. G., 1963. Logic of the new system of soil classification, «Soil Sci.», 96, p. 17—22.

Coffey G. N., 1912. A study of the soils the United States. U. S. Dept. Agr. Bur., «Soil Bull.», 85. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Coleman N. T., Weed S. B., McCracken R. J., 1959. Cation-exchange capacity and exchangeable cations in piedmont soils of North Carolina, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 23, p. 146—149.

Докучаев В. В., 1883. Русский чернозем, СПБ.

Докучаев В. В., 1886. Отчет о почвенных исследованиях в Нижегородской губернии, вып. I, соб. соч.

Fallou F. A., 1862. Pedologie oder allgemeine und besondere Bodenkunde. Dresden, Germany.

Glinka K. D., 1914. Die typen der bodenbildung, ihre klassification und geographische verbreitung. Gebrüder Borntraeger, Berlin.

Глинка К. Д., 1927. Почвы мира и их развитие, М.

Глинка К. Д., 1931. Почвоведение, 4 изд., М., Сельхозгиз.

Jenny H., 1961. Refflections on the soil acidity merry-go-round. «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 25, p. 428—432.

Kellogg C. E., 1963. Why a new system of soil classification? — «Soil Sci.», 96, p. 1—5.

Kubiena W. L., 1948. Entwicklungslehre des Bodens. Springer-Verlag, Wien.

Marbut C. F., 1922. Soil classification, Am. Assoc. Soil Survey Workers, 2nd Annual Rept., «Bull.», 3, p. 24—32.

Marbut C. F., 1927. A scheme for soil classification. Proc. and Papers, ist Intern. Congr. Soil Sci. (Washington), 4, p. 1—31.

Marbut C. F., 1935. Soils of the United States, In USDA Atlas of American agriculture, part 3, Advance sheets no. 8.

Mill J. S., 1925. A system of logic, 8th ed. Longmans, London.

Richthofen F. F. von, 1886. Fuhrer für Forschungsreisende, Berlin.

Ricken F. F., Smith G. D., 1949. Lower categories of soil classification: Family, series, type, and phase, «Soil Sci.», 67, p. 107—115.

Ruffin E., 1832. An essay on calcareous manures, Edited ba J. Carlyle Sitterson. Belknap Press of Harvard Univ. Press, Cambridge, 1961.

Сибирцев Н. М., 1901. Почвоведение.

Simonson R. W., 1952a. Lessons from the first half-century of soil survey. I. Classification of soils,, «Soil Sci.», 74, p. 249—257.

Simonson R. W., 1952b. Lessons from the half-century of soil survey. II. Mapping of soils, «Soil Sci.», 74, p. 323—330.

Smith G. D., 1968. Soil classification in the United States, p. 6—24. In World soil resources report 32. FAO, Rome, Italy.

Soil Survey Staff, 1960. Soil classification, a comprehensive system-7th approximation, U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Soil Survey Staff, 1964. Supplement to Soil classification system-7th approximation. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Soil Survey Staff, 1967. Supplement to Soil classification system-7th approximation. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Thaer A. D., 1853. Grundsätze der rationellen Landwirtschaft, 5th ed. (Originally published as vols. 1—4, 1809, —10, —12.) Not seen but cited by. J. S. Joffe, 1949, Pedology, 2nd ed. Pedology Publ., New Brunswick, N. J.

Thorp J., Smith G. D., 1949. Higher categories of soil classification: Order, suborder, and great soil groups. «Soil Sci.», 67, p. 117—126.

U. S. Department of Agriculture, 1899. Field operations of the division of soils. Rept. 64. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Whitney M., 1909. Soils of the United States. U. S. Dept. Agr. Bur., «Soils Bull.», 55. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Глава 14

Arkley R. J., 1968. Statistical methods in soil classification. Trans. 9th Intern. Congr. Soil Sci. (Adelaide, Australia), 4, p. 187—192.

Aubert G., 1965. Soil classification. Tables used by the pedology section of ORSTOM (1965) for soil classes, subclasses, groups, and subgroups. Can. Pedol. ORSTOM. 3, p. 269—288.

Aubert G., 1968. Classification des Sols Utilisee par les Pedologues Francais, p. 78—94. См. World soil resources report 32, FAO, Rome, Italy.

Avery B. W., 1956. A classification of British soils. Trans. 6th Intern. Congr. Soil Sci. (Paris, France) E, p. 279—285.

Baldwin M. C., Kellogg C. E., Thorp J., 1938. Soil classification, p. 979—1001. In Soils and men, yearbook of agriculture. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Ball D. E., 1964. Loss-on-ignition as an estimate of organic matter and organic carbon in non-calcareous soils, «J. Soil Sci.», 15, p. 84—92.

Bennema J., Camargo M., 1964. Segundo esboco parcial de classificaco de solos Brasileiros. Ministeria Agricultura, Rio de Janeiro, Brazil.

Bidwell O. W., Hole F. D., 1964. Numerical taxonomy and soil classification, «Soil Sci.», 97, p. 58—62.

Costa de Lemos R., 1968. The main tropical soils of Brazil, p. 95—106. In World soil resources report 32. FAO, Rome, Italy.

Dudal R., 1968a. Definitions of soil units for the soil map of the world soil resources report 33. FAO, Rome, Italy.

Dudal R., 1968b. Problems of international soil correlation, p. 137—143. In World soil resources report 32. FAO, Rome, Italy.

Dudal R., 1969. About the legend of the FAO/UNESCO soil map of the world. Technical Work-Planning Conf., National Cooperative Soil Survey, Charleston, S. C. Jan, 1969.

Gerasimov I. P., 1968. World soil maps compiled by Soviet soil scientists, p. 25—77. In World soil resources report 32. FAO, Rome, Italy.

Герасимов И. П., Иванова Е. Н., 1959. Сравнение трех направлений в основных вопросах классификации почв, «Почвоведение», М.

Герасимов И. П., Завалишин А. А., Иванова Е. Н., 1939. Новая система классификации почв СССР, «Почвоведение», № 7, М.

Heller J. L., 1963. The nomenclature of soils, or what's in a name? — «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 27, p. 216—220.

Hole F. D., Hironaka M., 1960. An experiment in ordination of some soil profiles, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 24, p. 309—312.

Иванова Е. Н., 1956, Опыт составления классификации почв, «Почвоведение», № 6, М.

Jenny H., Salem A. E., Wallis J. R., 1968. Interplay of soil organic matter and soil fertility with state factor and soil properties, p. 5—37. Study week on organic matter and soil fertility, John Wiley & Sons. New York.

Jensen H. I., 1914. The soils of New South Wales. Govt. Printer, Sydney.

Kellogg C. E., 1963. Why a new system of soil classification? — «Soil Sci.», 96, p. 1—5.

Ковда В. А., Розанов Б. Г., 1969. Самойлова В. М., Почвенная карта мира, «Почвоведение», № 1, М.

Kowalinski S., 1966. Attemps at a new classification of the soils of Europe. Soviet Soil Sci. 1966, no. 3, p. 76—79. (Transl. 1966 from Pochvovedeniye, 1966, 3, p. 37—41.)

Kubiena W. L., 1948. Entwicklungslehre des Bodens. Springer-Verlag, Wien.

Kubiena W. L., 1953. The soils of Europe, London.

Leahey A., 1961. The soils of Canada from a pedological viewpoint, p. 147—157. См. R. F. Legget (ed.), Soils in Canada, «Rev. ed.», 1965. Univ. Toronto Press, Toronto.

Leahey A., 1963. The Canadian system of soil classification and the seventh approximation, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 27, p. 224—225.

Leahey A., 1968. The Canadian taxonomic soil classification, p. 37—52. In World soil resources report 32. FAO, Rome. Italy.

Leeper G. W., 1950. Climates of Australia, p. 23—24. In The Australian environment. CSIRO, Melbourne, Australia.

Ливеровский Ю. А., 1969 Некоторые вопросы классификации и систематика почв СССР, «Почвоведение», № 2, М.

Northcote K. H., 1960. A factual key for the recognition of Australian soils. CSIRO. Australia Div. Soils, Divisional Rept, 4/60.

Прасолов Л. И., 1931. О единой номенклатуре и основах генетической классификации почв, «Почвоведение», № 8, М.

Prescott J. A., 1931. The soils of Australia in relation to vegetation and climate. Council for Sci. Ind. Res., «Australia Bull.», 52.

Ramann E., 1911. Bodenkunde. J. Springer, Berlin.

Ramann E., 1918. Bodenbildung und Bodeneinteilung. J. Springer, Berlin.

Rozov N. N., Ivanova E. N., 1968. Soil classification and nomenclature used in Soviet pedology, agriculture, and foresty, p. 53—77. In World soil resources report 32. FAO, Rome, Italy.

Sarkar P. K., O. W. Bidwell, L. F. Marcus, 1966. Selection of characteristics for numerical classification of soils, «Soil Sci. Soc. Proc.», 30, p. 269—272.

Sigmond A. A. J. de., 1938. The principles of soil science (Transl. from Hungarian by A. B. Yolland.) Edited by J. V. Jacks. T., London.

Simpson G. G., 1964. Numerical taxonomy and biological classification, «Science», 144, p. 712—713.

Smith G. D., 1968. Soil classification in the United States, p. 6—24. In World soil resources report 32. FAO, Rome, Italy.

Sneath P. H. A., Sokal R. R., 1962. Numerical taxonomy, «Nature», 193, p. 855—860.

Soil Survey Staff, 1960. Soil classification, a comprehensive system-7th approximation. U. S. Arg. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Soil Survey Staff, 1964. Supplement to Soil classification, a comprehensive system-7th approximation. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Soil Survey Staff, 1967. Supplement to Soil classification, a comprehensive system-7th approximation U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Stephens C. G., 1962. A manual of Australian soils, 3rd ed. CSIRO, Melbourne, Australia.

Stobbe P. C., 1962. Classification of Canadian soils. Intern. Soil Conf., New Zealand, p. 318—324.

Tavernier R., Marechal R., 1962. Soil survey and soil classification in Belgium. Intern. Soil Conf., New Zealand, p. 298—307.

Thorp J., Smith G. D., 1949. Higher categories of soil classification: Order, suborder, and great soil groups, «Soil Sci.», 67, p. 117—126.

Whitehad A. N., 1925. Science of the modern world. New York. (Memorial ed. Harvard Univ. Lowell Lectures, Mentor, 1962.)

Whitney Milton, 1909. Soils of the United States, U. S. Dept. Agr. Bur., «Soils Bull.», 55. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Глава 15

Horton R. E., 1967. Soil survey of Scotland County, North Carolina. Soil Conserv. Serv., U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Jenny H., 1968. The image of soil in landscape art, old and new. Pontificae Academiae Scientarum Scripta Varia, 32, p. 947—979.

Kellogg C. E., Orvedal A. C., 1969. Potentially arable soils of the world, and critical measures for their uses. Adv. Agron., 21, p. 109—170.

Rickert D. A., Tedrow J. C. F., 1967. Pedologic investigations on some aeolian deposits of northern Alaska, «Soil Sci.», 104, p. 250—262.

Riecken F. E., Poetsch E., 1960. Genesis and classification considerations of some prairie-formed soil profiles from local alluvium in Adair County, Iowa. Proc. Iowa Acad. Sci., 67, p. 268—276.

Soil Survey Staff, 1967. Supplement to Soil classification, a comprehensive system-7th approximation, U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Tedrow J C. F., 1968. Soil investigation in Ingdield land., Greenland. Arctic Inst. North Am. AROD Proj, 6325, p. 1-EN.

Tedrow J. C. F., Ugolini F. C., 1966. Antarctic soils. Publ. Natl. Acad. Sci., Natl. Res. Council, Washington, No. 1418, p. 161—177.

Whittaker R. H., Buol S. W., Niering W. A., Havens Y. H., 1968. A soil and vegetative pattern in the Santa Catalina Mountains, Arizona, «Soil Sci.», 105, p. 440—450.

Глава 16

DeMent J. A., Bartelli L. J., 1969. The role of vertic subgroups in the comprehensive soil classification system, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 33, p. 129—131.

Dudal R., 1963. Dark clay soils of tropical and subtropical regions, «Soil Sci.», 95, p. 264—270.

Hagenzieker F., 1963. Contribution to the agropedological knowledge of the tropical black earths of southern Ghana, «Neth. J. Agr. Sci.», 11, p. 54—65.

Hagenzieker F., 1964. The tropical grey and black earths of the Accra Plaint, Ghana their environment, characteristics and air-photograph mapping, «Neth. J. Agr. Sci.», 12, p. 123—131.

Hallsworth E. G., Beckmann G. G., 1969. Gilgai in the Quaternary, «Soil Sci.», 107, p. 409—420.

Hallsworth E. G., Robertson G. K., Gibbons F. R., 1955. Studies in pedogenesis in New South Wales. VII. The «Gilgai» soils, «J. Soil Sci.», 6 p. 1—31.

Johnson W. M., Cady J. G., James M. S., 1962. Characteristics of some Brown Grumusols of Arizona, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 26, p. 389—393.

Kossovich P. S., 1912. «Die Schwarzerde» (Tschernosion) Verl. f. Fachliteratur, GMBH, Berlin.

Krishna P. C., Perumal S., 1948. Structure in Black Cotton soils of the Nizamsager project area, Hyderabad state, India, «Soil Sci.», 66, p. 29—38.

Kunze G. W., Templin E. H., 1956. Houston Black Clay, the type Grumusol. II. Mineralogical and chemical characterization, «Soil Sci. Am. Proc.», 20, p. 91—96.

Oakes H., Thorp J, 1950. Dark-clay soils for warm regions variously called Rendzina, Black Cotton soils, Regur, and Tirs, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 15, p. 347—354.

Simonson R. W., 1954. Morphology and classification of the Regur soils of India, «J. Soil. Sci.», 5, p. 275—288.

Soil Survey Staff, 1966. Second supplement to Soil classification, a comprehensive system-7th approximation. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Soil Survey Staff, 1967. Supplement to Soil classification, a comprehensiva system-7th approximation. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Templin E. H., Mowery I. C., Kunze G. W., 1956. Houston Black clay, the type Grumusol. I. Field morphology and geography, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 20, p. 88—90.

Thorp J., 1957. Report on a field study of soils in Australia, «Sci. Bull.», 1. Earlham College, Richmond, Ind.

Troeh F. R., 1969. Noteworthy features of Uruguayan soils, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 33, p. 125—128.

Villar E. H. del, 1944. The Tirs of Morocco, «Soil Sci.», 57, p. 313—339.

Western Regional Soil Survey Work Group, 1964. Soils of the western United States, Washington State Univ., Pullman.

Wiedenfeld C. C., Barnhill L. J., Novosad C. J., 1970. Soil survey of Runnels County, Texas. Soil Conserv. Serv., U. S. Dept. Arg. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Глава 17

Aomine S., Yoshinaga N., 1955. Clay minerals of some well drained volcanic ash soils in Gapan, «Soil Sci.», 79, p. 349—358.

D'Hoore J. L., 1964. Soil map of Africa-scale 1 :5 000 000 — explanatory monograph. Commission for Technical Cooperation in Africa, Lagos, Nigeria, Publ. 93.

Girdner C. L., Jr., Richardson W. E., 1970. Soil survey of Dickens County, Texas. Soil Conserv. Serv., U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Jackson M. L., 1964. Chemical composition of soils, p. 71—141. См. F. E. Bear (ed.), Chemistry of the soil, 2nd ed. Reinhold, New York.

Kanno I., 1956. A pedological investigation of Japanese volcanic-ash soils, Bull. Kyushu Agr. Exp. Sta., 4, p. 81—84.

McCracken R. J., Shanks R. E., Clebsch E. E. C., 1962. Soil morphology and genesis at higher elevations of the Great Smoky Mountains, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 26, p. 384—388.

Simonson R. W., Rieger S., 1967. Soils of the Andept suborder in Alaska, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 31, p. 692—699.

Соколов И. А., Караева З. С., 1965. Передвижение гумуса и некоторых элементов в профиле лесных вулканических почв Камчатки, «Почвоведение», № 3, М.

Tan K. H., Schuylenborgh J., van 1961. On the classification and genesis of soils developed over acid volocanic materials under humid tropical conditions. II, «Neth. J. Agr. Sci.», 9, p. 41—54.

Taylor N. H., Cox J. E., 1956. The soil pattern of New Zealand, «New Zealand Soil Bur. Publ.», 113.

Training and Researche Center of the IAIA$, 1969. Panel on volcanic ash soils in Latin America. Inter-American Institute of Agricultural Sciences of the OAS. Turrialba, Costa Rica.

Wright A. C. S., 1964. The Andosols or «Humic Allophane» soils of South America, Report on the meeting on the Classification and Correlation of Soils form Volcanic Ash, Tokyo, Japan. World soil resources report 14. FAO, Rome, Italy, 1965, p. 9—22.

Глава 18

Barshad I., 1955. Soil development, p. 1—51. См. F. E. Bear (ed.), Chemistry of the soil, Ist ed. Reinhold, New York.

Buol S. W., 1964. Calculated actual and potential evapotranspiration in Arizona, «Univ. Ariz. Agr. Exp. Sta. Tech. Bull.», 162.

Buol S. W., 1965. Present soil-formig factors and processes in arid and semiarid regions, «Soil Sci., 99, p. 45—49.

Buol S. W., Yesilsoy M. S., 1964. A genesis study of a Mohave sandy loam profile, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 28, p. 254—256.

Dregne H. E., 1967. Inventory of research on surface materials of desert environments. Chapter V. Office of Arid Lands Studies, Univ. Ariz., Tucson.

Fuller W. H., Cameron R. E., Raica N., Jr., 1960. Fixation of nitrogen in desert soils by algae. Trans. 7th Intern. Congr. Soil Sci. (Madison, Wis.), 2, p. 617—624.

Henin S., 1955. Synthesis of clay minerals at low temperatures, p. 54—60. In Ada Swineford (ed.), Clay and clay minerals. Proc. 4th Natl. Conf. Nath. Acad. Sci. Natl. Res. Council, Washington, 1956.

Hseung Y., Jackson M. L., 1952. Mineral composition of the clay fraction. III. Some main soil groups of China, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 16, p. 294—297.

Jackson M. L., Tyler S. A., Willis A. L., Bourbeau G. A., Pennington R. P., 1948. Weathering sequence in clay-size minerals in soils and sediments. I. Fundamental generalizations, «J. Phys. Colloid Chem.», 52, p. 1237—1260.

Kellogg C. E., 1953. Potentialities and problems of arid soils. Desert Research, Proc. Intern. Symp., 1952, Israel Research Council, Jerusalem, p. 19—40.

Larsen R. J., Martin D. R., Mayhugh R. E., 1968. Soil survey of Crowley Cournty, Colorado, Sci Conserv. Serv., U. S. Dept. Arg. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Martin W. P., Fletcher J. E., 1943. Vertical zonation of great soil groups on Mt. Graham, Arizona, as correlated with climate, vegetation and profile characteristics, «Univ. Ariz. Agr. Exp. Sta. Tech. Bull.», 99.

Merwe C. R. van der, 1954. The soils of the desert and arid regions of South Africa. Proc. 2hd Interafrican Soils Conf. (Leopoldville), 2, p. 827—834.

Merwe C. R. van der, Heystek H., 1955. Clay minerals of South African soils groups. III. Soils of the desert and adjoining semiarid regions, «Soil Sci.», 80, p. 479—494.

Nettleton W. D., Flach K. W., Borst G., 1968. A toposequence of soils in tonalite grus in the southern California peninsular range. Soil Surv. Invest. Rept. 21. Soil Conserv. Serv. U. S. Dept. Agr.

Nikiforoff C. C., 1937. General trends of desert type of soil formation, «Soil Sci.», 43, p. 105—131.

Рязанов А. Н., 1951, Сероземы Центральной Азии, М., АН СССР.

Shantz H. L., 1956. History and problems of arid lands development, p. 3—5. См. G. F. White (ed.), The future of arid lands, «Am. Assoc. Adv. Sci.», 43.

Smith B. R., Buol S. W., 1968. Genesis and relative weathering intensity studies in three semiarid soils, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 32, p. 261—265.

Smith G. D., 1965. Lectures on soil classification. Pedologie Special Issue 4, Belgian Soil Sci. Soc. Rozier 6, Gent, Belgium.

Springer M. E., 1958. Desert pavement and vesicular layer of some soils of the desert of the Lahontan basin, Nevada, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 22, p. 63—66.

Tedrow J. C. F., 1966. Polar desert soils, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 30, p. 381—387.

Tedrow J. C. R., 1968. Soil investigations in Inglefield Land, Greenland. Final Report for U. S. Army Research Office, Durham DA-ARO-D-13-124-G820. DA Project No. 2MO14501B52B ARO-D Project No. 6325-EN. The Artic Institute of North America.

Глава 19

Aandahl A. R., 1948. The characterization of slope positions and their influence on the total nitrogen content of a few virgin soils of western Iowa, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 13, p. 449—454.

Aandahl A. R., 1972. Soils of the Great Plains, 1 : 2 500 000 Map. Soil Conserv. Serv. U. S. Dept Agr. Lincoln, Nebr.

Barshad I., 1946. A pedologic study of California prairie soils, «Soil Sci.», 61, p. 523—542.

Baxter F. P., Hole F. D., 1967. Ant (Formica cinerea) pedoturbation in a Prairie soil, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 31, p. 425—428.

Borchert J. R., 1950. The climate of the central North American grassland, «Annals assoc. Am. Geog.», 40, p. 1—39.

Buntley G. J., Papendick R. I., 1960. Worm-worked soils of eastern South Dakota, ther morphology and classification, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 24, p. 128—132.

Buntley G. J., Westin F. C., 1965. A comparative study of developmental color in a Chestnut-Chernozem-Brunizem soil climosequence, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 29, p. 579—582.

Cooke W. B., 1955. Fungi, lichens and mosses in relation to vascular plant communities in eastern Washington and adjacent Idaho, Ecol. Monographs, 25, p. 119—180.

Curtis J. T., 1959. Vegetation of Wisconsin: An ordination of plant communities. Univ. Wis. Press, Madison.

Engel Martha S., Hopkins A. W., 1956. The prairie and its people, «Univ. Wis. Agr. Exp. Sta. Bul.», 520.

Finch V. C., Trewartha G. T., Robinson A. H., Hammond E. H., 1957. Elements of geography, 4th ed., McGraw-Hill, New York.

Fosberg M. A., 1965. Characteristics and genesis of patterned ground in Wisconsin time in a Chestnut soil zone of southern Idaho, «Soil Sci.», 99, p. 30—37.

Hamilton V. L., Markley W. R., Swafford, H. P. Dickey, 1969. Soil Survey of Grant Count, Kansas. Soil Conserv. Serv. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Hole F. D., Nielsen G. A., 1968. Some processes of soil genesis under prairie. Proc. symp. on prairie and prairie restoration. Knox College, Galesburg, Ill, p. 28—34.

Horn L. H., Bryson R. A., 1960. Harmonic analysis of the annual march of precipitation over the United States, «Annals Assoc. Am. Geog.», 50, p. 157—171.

Hugie V. K., Passey H. B., 1963. Cicadas and their effect upon soil genesis in certain soils in southern Idaho, northern Utah and northeastern Nevada, «Soil Sci. Am. Proc.», 27, p. 78—82.

James P. E., 1959. A geography of man, 2nd ed. Ginn, New York.

Kendall H. M., 1935. Notes on climatic boundaries in the eastern United States, «Geograph. Rev.», 25, p. 117—124.

Laycock W. A., 1958. The initial pattern of revegetation of pocket gopher mounds, «Ecology», 39, p. 346—351.

Matelski R. P., 1959. Great soil groups of Nebrasky, «Soil Sci.», 88, p. 228—239.

Molfred C. J., 1966. Pedography of three soil profiles of Wisconsin representing the Fayette, Tama and Underhill series. Ph. D. thesis. Univ. Wis., Madison.

Müller-Beck H., 1966. Paleohunters in America: Origins and diffusion, «Science», 152, p. 1191—1210.

Richard F., 1945. The biological decomposition of cellulose and protein test cord in soil under grass and forest association, «Amst. Forstl. Vorschswensen», 24, p. 297—397.

Robinson G. H., 1950. Soil carbonate and clay contents as criteria of rate and stage of soil genesis. Ph. D. thesis. Univ. Wis., Madison.

Ruhe R. V., 1969. Quaternary landscapes of Iowa. Iowa State Univ. Press. Ames.

Simonson G. H., Prill R. C., F. F. Riecken, 1957. Free iron distribution in some poorly dained prairie soils in Iowa, «Proc. Iowa Acad. Sci.», 64, p. 385—392.

Smith G. D., 1965. Lectures on soils classification. Pedologic Special Issue 4, Belgian Soil Science Soc. Rozier 6, Gent. Belgium.

Smith G. D., Allaway W. H., Riecken F. F., 1950. Prairie soils of the upper Mississippi valley, «Adv. Agron.», 2, p. 157—205.

Swenson R. M., Riecken F. F., 1955. Movemente of iron in the development of loess-derived Brunizem soils, «Soil Sci.», 79, p. 177—186.

Telfair D., Garner M. R., Miars D., 1957. The restoration of a structurally degenerated soil, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 21, p. 131—134.

Thorp James, 1947. Pratical problems in soil taxonomy and soil mapping in great plaint states, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 12, p. 445—448.

Thorp James, 1948. How soils develop under frass, p. 55—66. In Yearbook of Agriculture, U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Thorp James, 1949. Effects of certain animals that live soil, «Sci. Monthly», 68, p. 180—191.

Thorp James, 1957. Report on a field study of soils of Australia, «Sci. Bull.», No. 1. Earlham College, Richmond, Ind.

Thorp James, 1965. The nature of the pedological record in the Quaternary, «Soil Sti.», 99, p. 1—8.

Weaver J. E., 1954. North American prairie, Johnsen, Lincoln, Nebr.

Weaver J. E., Albertson F. W., 1956. Crasslands of the great plains: Their nature and use. Johnsen,Lincoln, Nebr.

Wittmuss H. D., Mazurak A. P., 1958. Physical and chemical properties of soil aggregates in a Brunizem soil, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 22, p. 1—5.

Глава 20

Atkinson H. J., Wright J. R., 1957. Chelation and the vertical movement of soil constituents, «Soil Sci.», 84, p. 1—11.

Bailey H. H., Whiteside E. P., Erickson A. E., 1957. Mineralogical composition of glacial materials as a factor in the morphology and genesis of some Podzol, Gray Wooded, Gray-Brown Podzolic and Humic-Gley soils in Michigan, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 21, p. 433—441.

Bloomfield C., 1935a. A study of podzolization, I. The mobilization of iron and aluminum by Scots pine needles, «J. Soil Sci.», 4, p. 5—16.

Bloomfield C., 1953b. A study of podzolization, II. The mobilization of iron and aluminum by the leaves and bark of Agathis australis (Kauri), «J. Soil Sci.», 4, p. 17—23.

Bloomfield C., 1954. A study of podzolization, III. The mobilization of iron and aluninum by Rimu (Dacrydium cupressium), «J. Soil Sci.», 5, p. 39—45.

Bloomfield C., 1957. The possible significance of polyphenols in soil formation, «J. Sci. Food Agr.», 8, p. 389—392.

Bouma J., J. Hoeks, L. van der Plas, Scherrenburg B. van, 1969. Genesis and morphology of some Alpine Podzol profiles, «J. Soil. Sci.», 20, p. 384—398.

Bryson R. A., Irving W. N., Larsen J. A., 1965. Radiocarbon and soil evidence of former forest in the southern Canadian Tundra, «Science», 147, p. 46—48.

Burges A., Drover D. P., 1953. The rate of Podzol developmente in sands of the Woy Woy district, N. S. W., «Australian J. Botany», 1, p. 83—94.

Duchaufour F., 1958. Dynamics of forest soils under Atlantic climate. Ecole National des Eaux et Forets Nancy, France. [См. русский перевод: Ф. Дюшофур. Основы почвоведения. Изд. «Прогресс», М., 1970.]

Eaton T. H., Jr., Chandler R. F., Jr., 1942. The fauna of forest-humus layers in New York. Cornell Agr. Exp. Sta. Memoir, 247.

Edelman C. H., 1950. Soils of the Netherlands, Amsterdam, Holland.

Eyk J. J. van der, 1957. Reconnaissance soil survey in northern Surinam. Ph. D. thesis. Wageningen.

Franzmeier D. P., Whiteside E. P., 1963a. A chronosequence of Podzols in northern Michigan. I. Ecology and description of pedons, «Mich. State Univ. Agr. Exp. Sta. Quart. Bull.», 46, p. 2—20.

Franzmeier D. P., 1963b. A chronosequence of Podsols in northern Michigan. II. Physical and chemical properties, «Mich. State Univ. Agr. Exp. Sta. Quart. Bull.», 46, p. 21—36.

Franzmeier D. P., Whiteside E. P., Mortland M. M., 1963. A chronosequence of Podsols in northern Michigan. III. Mineralogy, micromorphology, and net changes occurring during soil formation, «Mich. State Univ. Agr. Exp. Sta. Quart. Bull.», 46, p. 37—57.

Фридланд В. М., 1957. Подзолизация и илимеризация, Доклады АН СССР, вып. 15, М.

Gerasimov I. P., 1960. Gleyey pseudo-Podzols of central Europe and the formation of binary surface deposits. Soils Fertilizers 23, p. 1—7.

Hallsworth E. G., Costin E. G., Gibbons F. R., 1953. Studies in pedogenesis in New South Wales. VI. On the classification of soils sho wing features of Podzol morphology, «J. Soil Sci.», 4, p. 241—256.

Hole F. D., Schmude K. O., 1959. Soil survey of Oneida County, Wisconsin, «Univ. Wis. Geol. Nat. Hist. Survey Bull.», 82.

Hole F. D., Olson G. W., Schmude K. O., Milfred C. J., 1962. Soils survey of Florence County, Wisconsin, «Univ. Wis. Geol. Nat. Hist. Survey Bull.», 84.

Jenny H., 1941. Factors of soil formation. New York.

Jenny H., Arkley R. J., Schultz A. M., 1969. The pygmy forest-Podzol ecosystem and its dune associates in the Mendocina Coast, Madrono, 20, p. 60—74.

Kawaguchi K., Matsuoca Y., 1960. The principle of mobilization and immobilization of iron oxide in soils and its application to the experimental production of podzolic soil profiles. Trans. 7th Intern. Congr. Soil Sci. (Madison, Wis.), 4, p. 305—313.

Kevan D. K., McE (ed.), 1955. Soil zoology; procedings of the University of Nottingham Second Easter School in Agricultural Science. Academic Press, New York.

Kubota J., Whittig L. D., 1960. Podzols in the vicinity of Nelchina and Tazlina glaciers, Alaska, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 24, p. 133—136.

Malcolm R. L., McCracken R. J., 1968. Canopy drip: A source of mobile soil organic matter for mobilization of iron and aluminum, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 32, p. 834—838.

McCracken R. J., Shanks R. E., Clebsch E. E. C., 1962. Soil morphology and genesis at higher elevations of the Great Smoky Mountains, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 26, p. 384—388.

Macfadyen A., 1963. Animal ecology: Aims and methods. Pitman, New York.

McFee W. W., Stone E. L., 1965. Quantity, distribution and variability of organic matter and nutrients in a forest Podzol in New York, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 29, p. 432—436.

McKenzie L. J., Whiteside E. P., Erickson A. E., 1960. Oxidation-reduction studies on the mechanism of B. horizon formation in Podzols, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 24, p. 300—305.

Milfred C. J., Olson G. W., Hole F. D., 1967. Soil resources and forest ecology of Menominee Country, Wisconsin. Soil Series 60. «Univ. Wis. Geol. Nat. Hist. Survey Bull.», 85.

Muir A., 1961. The Podzol and Podzolis soils. Adv. Agron, 13, p. 1—56.

Nygard I. J., McMiller P. R., Hole F. D., 1952. Characteristics of some Podzolic, Brown Forest, and Chernozem of the northern portion of the lake states, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 16, p. 123—129.

Польский В. Н., 1961. К вопросу о химическом составе ортштейнов из солодей, «Почвоведение», № 2, М.

Пономарева В. В., 1964. Теория подзолообразования, М., изд. «Наука».

Proudfoot V. B., 1958. Problems of soil history. Podzol development at Goodland and Torr Towlands, County Antrim, Northren Ireland, «J. Soil Sci.», 9, p. 186—198.

Rieger S., DeMent J. A., 1965. Cryorthods of the Cook Inlet-Susitna Lowland, Alaska, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 29, p. 448—453.

Riquier J., 1960. Les phytolithes de certains sols tropicaux et des Podzols. Trans. 7th Intern. Congr., «Soil Sci.» (Madison, Wis.), 4, p. 425—431.

Russell E. W., 1956. Soil conditions and plant growth. Longmans, Green and Co., London.

Schuylenborgh J. van, 1962. On soil genesis in temperate humid climate. I. Some soil groups in the Netherlands, «Neth. J. Agr. Sci.», 10, p. 127—144.

Soil Survey Staff, 1967. Supplement to Soil classification, a comprehensive system-7th approximation. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Stobbe P. C., Wright J. R., 1959. Modern concepts of the genesis of Podzols, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 23, p. 161—164.

Swindale L. D., Jackson M. L., 1956. Genetic processes in some residual podzolized soils of New Zealand. Trans. 6th Intern. Congr., «Soil Sci.», p. 233—239.

Upham C. W., 1969. Soil survey of Phymouth County, Massachusetts. Soil Conserv. Serv., U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Глава 21

Allan R. J., Hole F. D., 1968. Clay accumulation in some Hapludalfs as related to calcareous till and incorporated loess on drumlins in Wisconsin, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 32, p. 403—408.

Arnaud R. J. St., Whiteside E. P., 1964. Morphology and genesis of a Chernozemic to Podzolic sequence of soil profiles in Saskatchewan, «Can. J. Soil Sci.», 44, p. 88—99.

Arnold R. W., Riecken F. F., 1964. Grainy gray ped coatings in some Brunizem soils, «Proc. Iowa Acad. Sci.», 71, p. 350—360.

Bartelli L. J., Odell R. T., 1960a. Field studies of a clay-enriched horizon in the lowest part of the solum of some Brunizem and Gray-Brown Podzolic soils in Illinois, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 24, p. 388—390.

Bartelli L. J., Odell R. T., 1960b. Laboratory studies and genesis of a clay-enriched horizon in the lowest part of the solum of some Brunizem and Gray-Brown Podzolic soils in Illinois, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 24, p. 390—395.

Borchardt G. A., Hole F. D., Jackson M. L., 1968. Genesis of layer silicates in representative soils in a glacial landscape of southeastern Wisconsin, «Soil Sci. Soc Am Proc.», 32, p. 399—403.

Brown I. C., Thorp J., 1942. Morphology and composition of some soils of the Miami family and the Miami catena, «U. S. Dept. Agr. Tech. Bull.», 834.

Buol S. W., Hole F. D., 1959. Some characteristics of clay skins on peds in the B horizon of a Gray-Brown Podzolic soil, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 23, p. 239—241.

Cline M. G., 1949. Profile studies of normal soils of New York. I. Soil profile sequences involving Brown Forest, Gray-Brown Podzolic, and Brown Podzolic soils, «Soil Sci.», 68, p. 259—272.

Finney H. R., Holowaychuk N., Heddleson M. R., 1962. The influence of microclimate on the morfology of certain soils of Allegheny Plateau of Ohio, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 26, p. 287—292.

Gardner D. R., Whiteside E. P., 1952. Zonal soils in the transition region between the Podzol and Gray-Brown Podzolic regions in Michigan, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 16, p. 137—141.

Gooding A. M., Thorp J., Gamble E., 1959. Leached, clay-enriched zones in opst-Sangamon drift in southwestern Ohio and southeastern Indian, «Geol. Soc. Am. Bull.», 70, p. 921—925.

Guerrero R., 1963. Soils of Colombia and their relation to the new classification system of the United States. M. S. thesis. Cornell Univ., Ithaca, N. Y.

Hugie V. K., Passey H. B., 1963. Cicadas and their effect upon soil genesis in certain soils in southern Idaho, northern Utah, and northeastern Nevada, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 27, p. 78—83.

Nettleton W. D., Flach K. W., Brasher B. R., 1969. Argillic horizons without clay skins, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 33, p. 121—125.

Nielsen G. A., Hole F. D., 1964. Earthworms and the development of coprogenous Al horizons in forest soils of Wisconsin, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 28, p. 426—430.

Ranney R. W., Beatty M. T., 1969. Clay translocation and albic tongue formation in two Glossoboralfs of west-central Wisconsin, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 33, p. 768—775.

Thorp J., Strong L. E., Gamble E., 1957. Experiments in soil genesis — the role of leaching, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 21, p. 99—102.

Wallace D. L., Fehrenbacher J. B., 1969. Soil survey of Gallatin County, Illinois. Soil Conserv. Serv., U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Wilde S. A., 1950. Cryto-mull humus: Its properties and growth effects (a contribution to the classification of forest humus), «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 15, p. 360—362.

Глава 22

Ahmad N., Jones R. L., 1969a. A Plinthaquult of the Aripo Savannas, North Trinidad. I. Properties of the soil and chemical composition of the natural vegetation, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 33, p. 762—765.

Ahmad N., Jones R. L., 1969b. A Plinthaquult of the Aripo Savannas, North Trinidad. II. Mineralogy and genesis, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 33, p. 765—768.

Daniels R. B., Gamble E. E., 1967. The edge effect in some Ultisols in the North Carolina coastal plain, «Geoderma», 1, p. 117—124.

Daniels R. B., Nettleton W. D., McCracken R. J., Gamble E. E., 1966. Morphology of soils with fragipans in parts of Wilson County, North Carolina, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 30, p. 376—380.

England C. B., Perkins H. F., 1959. Characteristics of three Reddish Brown Lateritic soils of Georgia, «Soil Sci.», 88, p. 294—302.

Kaster D. L., 1960. Soil survey of Alamance County, North Carolina. Series 1956, No. 9. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Khalifa E. M., Buol S. W., 1968. Studies of clay skins in a Cecil (Typic Hapludult) soil. I. Composition and genesis, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 32, p. 857—861.

Krebs R. D., Tedrow J. C. F., 1958. Genesis of the Red-Yellow Podzolic and related soils in New Jersey, «Soil Sci.», 85, p. 28—37.

McCaleb S. B., 1959. The genesis of the Red-Yellow Podzolic soils, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 23, p. 164—168.

Nettleton W. D., McCracken R. J., Daniels R. B., 1968. Two North Carolina coastal plain catenas. II. Micromorphology, composition and fragipan genesis, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 32, p. 582—587.

Porter H. C., Derting J. F., Elder J. H., Henry E. F., Pendleton R. F., 1963. Soil survey of Fairfax County, Virginia. Series 1955. No. 11. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Simonson R. W., 1949. Genesis and classification of Red-Yellow Podzolic soils, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 14, p. 316—319.

Sims R. P., Preston D. G., Richardson J. H., Newton J. H., Isgrig D., Blevins R. L., 1968. Soil survey of Fayette County, Kentucky, Soil Conserv. Serv., U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Soil Survey Staff, 1960. Soil classification, a comprehensive system-7th approximation. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing. Office, Washington.

Southern Regional Project S-14-1959. Certain properties of selected southeastern United States soils and mineralogical procedures for their study, «Southern Regional Bull.», 61. Va. Agr. Exp. Sta., Blacksburg.

Steele F., Daniels R. B., Gamble E. E., Nelson L. A., 1969. Fragipan horizons and Be masses in the middle coastal plain of north central North Carolina, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 33, p. 752—755.

Глава 23

Alexander L. T., Cady J. G., 1962. Genesis and hardening of laterite in soils, «U. S. Dept. Agr. Tech. Bull.», 1282.

Baldwin M., Kellogg C. E., Thorp J., 1938. Soil classification, p. 979—1001. См. Yearbook of agriculture. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Bradfield R., 1968. The role of organic matter in soil management and the maintenance of soil fertility. In Study week on organic matter and soil fertility, New York, p. 107—121.

Buchanan F., 1807. Journey from Madras through Mysore, Canara and Malabar. Geol. Mag., vol. 2, p. 436.

Cady J. G., 1951. Rock weathering and soil formation in the North Carolina Piedmont region, «Soil Sci Soc. Am. Proc.», 15, p. 337—342.

Carroll P. H., 1969. Soil-dwelling termites in the southwest region of the Ivory Coast, «Soil Survey Horizons», 10, p. 3—16.

D'Hoore J. L., 1954. Proposed classification of the accumulation zones of free sesquioxides in a genetic basis, «African Soils», 3, p. 66—81.

D'Hoore J. L., 1968. The classification of tropical soils, p. 7—23. In R. P. Moss (ed.), The soil resources of tropical Africa. Cambridge Univ. Press, London.

Du Preez J. W., 1949. Laterite: A general discussion with a description of Nigerian occurrences, «Bull. Agr. Congo Belge», 40, p. 53—60.

Encyclopaedia Britannica World Atlas, 1959. The world scene, plates 23—30. Chicago, III.

Jackson M. L., Levelt T. W. M., Syers J. K., Rex R. W., Clayton R. N., Sherman G. D., Uehara G., 1971. Geomorphological relationships of tropospherically derived quartz in the soils of the Hawaiian Islands, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 35, p. 515—525.

Jongen P., 1960. Relations entre faits geomorphologiques et pedologenese des sols tropicaux (Congo Belge). (English summary.) Trans. 7th Intern. Congr., «Soil Sci.» (Madison, Wis.), 4, p. 335—346.

Kellogg C. E., 1963. Shifting cultivation, «Soil Sci.», 95, p. 221—230.

Kellogg C. E., Orvedal A. C., 1968. World potentials for arable soils. War on Hunger 2(9), p. 14—17. A report form the Agency for Intern. Development, Washington.

Maignien R., 1959. Soil cuirasses in tropical West Africa, «African Soils», 4, p. 5—42.

Mohr E. C. J., Baren F. H. van, 1954. Tropical soils: A critical study of soil genesis as realted to climate, rock. and vegetation. Interscience, New York.

Ney P. H., 1955. Some soil-forming processes in the humid tropics. IV. Action of the soil fauna, «J. Soil Sci.», 6, p. 73—83.

Ney P. H., Greenland D. J., 1960. The soil under shifting cultivation. Commonwealth Bur. Soils Tech. Comm., 51.

Ollier C. D., 1959. A two-cycle theory of tropical pedology, «J. Soil Sci.», 10, p. 137—148.

Prescott J. A., Pendleton R. D., 1952. Laterite and Lateritic soils. Commonwealth Bur. Soils Tech. Comm. 47.

Ruhe R. V., 1956. Landscape evolutions in the High Ituri Belgian Congo. INEAC. Series Sci. 66. (Scientific report form former Belgian agronomic research institute.)

Sellers W. D., 1965. Physical climatology. Univ. Chicago.

Sivarajasingham S., Alexander L. T., Cady J. G., Cline M. G., 1962. «Laterite. Adv. Agron.», 14, p. 1—60.

Soil Survey Staff, 1960. Soil classification, a comprehensive system-7th approximation. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office. Washington.

Soil Survey Staff, 1967. Supplement to Soil classification, a comprehensive system-7th approximation. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Thorp J., Baldwin M., 1940. Laterite in telation to soils of the tropics, «Ann. Assoc. Am. Geog.», 30, p. 163—194.

Thorp J., Smith G. D., 1949. Higher categories of soil classification: Order, suborder and great soil groups, «Soil Sci.», 67, p. 117—126.

UNESCO, 1961. Tropical soils and vegetation. Proc. Abidjan Symp. 1959. United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization, Rome, Italy.

Watson J. P., 1962. The soil beow a termite mound, «J. Soil Sci.», 13, p. 46—51.

Глава 24

Boelter D. H., 1964. Water storage characteristics of several peats in situ, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 28, p. 433—435.

Boelter D. H., 1965. Hydraulic conductivity of peats, «Soil Sci.», 100, p. 227—231.

Boelter D. H., Blake G. R., 1964. Importance of volumetric expression of water contents of organic soils, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 28, p. 176—178.

Broadbent F. E., 1953. The soil organic fraction, «Adv. Agron.», 5, p. 153—183.

Broadbent F. E., 1962. Biological and chemical aspects of mineralization. Intern. Soil Conf., New Zealand, p. 220—222. Soil Bureau, Wellington, New Zealand.

Broadbent F. E., Bradford G. R., 1952. Cation-exchange groupings in the soil organic fraction, «Soil Sci.», 74, p. 447—457.

Chapek M. V., 1934. The physico-chemical phenomenon of the wetting resistance of peat to water, «Kolloid Ztschr.», 66, p. 91—95.

Davis J. F., Engberg C. A., 1955. A preliminary report of investigations of subsidence of organic soils in Michigan, «Mich. Agr. Exp. Sta. Quart. Bull.», 37, p. 498—505.

Davis J. F., Lucas R. E., 1959. Organic soils, their formation, distribution, utilization and management, «Mich. Agr. Exp. Sta. Spec. Bull.», 425.

Dolman J. D., Buol S. W., 1967. A study of organic soils (Histosols) in the Tidewater region of North Carolina, «N. C. Agr. Exp. Sta. Tech. Bull.», 181.

Farnham R. S., Finney H. R., 1965. Classification and properties of organic soils, «Adv. Agron.», 17, p. 115—162.

Heuvelen B., Jongerius van A., Pons L. J., 1960. Soil formation in organic soils. Trans. 7th Intern. Congr., «Soil Sci.» (Madison, Wis.), 4, p. 195—204.

Jongedyk H. A., Hickok R. B., Mayer I. D., 1954. Changes in drainage properties of a muck soil as a result of drainage practices, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 18, p. 72—76.

Jongedyk H. A., Hickok R. B., Mayer I. D., Ellis N. K., 1950. Subsidence of muck soil in northern Indiana, «Purdue Univ. Agr. Exp. Sta. Circ.», 366.

Jongerius A., Pons L. J., 1962. Soil genesis in organic soils, «Auger and Spade», 12, p. 156—168.

Kaila A., 1956. Determination of the degree of humification in peat samples, «J. Sci. Agr. Soc. Finland», 23, p. 18—35.

Кононова М. М., 1961. Органическое вещество почвы, М., АН СССР.

McDowell L. L., Stephens J. C., Stewart E. H., 1969. Radiocarbon chronology of the Florida Everglades peat, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 33, p. 743—745.

Mirza C., Irwin R. W., 1964. Determination of subsidence of an organic soil in southern Ontario, «Can. J. Soil Sci.», 44, p. 248—253.

Neller J. R., 1944. Oxidation loss of lowmoor peat in fields with different water tables, «Soil Sci.», 58, p. 195—204.

Никонов М. Н., Слука В. П., 1964. Распространение торфяных болот, «Почвоведение», № 10, М.

Pons L. J., 1960. Soil genesis and classification of reclaimed peat soils in connection with initial soil formation. Trans. 7th Intern. Congr., «Soil Sci.» (Madison, Wis.), 4, p. 205—211.

Post L. von, 1924. Das genetische system der organogenen Bildungen Schwedens. Comm. Inter. Pedologie, 4, «Comm.», 22, p. 287—304.

Roe H. B., 1936. A study of influence of depth of ground-water level on yields of crops grown on peart lands, «Minn. Agr. Exp. Sta. Bull.», 330, 32P.

Soil Survey Staff, 1968. Supplement to Soil classification, a comprehenesive system-7th approximation, Histosols. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Stephens J. C., 1955. Drainge of peat and muck lands, p. 539—557. См. Yearbook of agriculture. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Stephens J. C., 1956. Subsidence of organic soils in the Florida Everglades, «Soil Sci. Soc. Am. Proc., 20, p. 77—80.

Wulforst J. P., Wertz W. A., Leonard R. P., 1969. Soil survey of Genesee County, New York. Soil Conserv. Serv. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Глава 25

Arnold R. W., 1965. Multiple working hypotheses in soil genesis, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 29, p. 717—724.

Bushnell T. M., Barnes F. E., Fowler E. D., Thorp J., 1930. Soil survey of Wayne County, Indiana, part I. Series 1925, No 21. Bur. Chem. Soils U. S. Dept. Agr.

Ciolkosz E. J., 1967. I. The mineralogy and genesis of the Dodge catena of southeastern Wisconsin. Ph. D. thesis. Univ. Wis.

Duchaufour P., 1963. Soil classification: A comparison of the American and the French systems, «J. Soil Sci.», 14, p. 149—155.

Esser A. N., 1968. Use of space by animals and men, «Science», 162, p. 701.

Фридланд В. М., 1965. Почвенный покров, «Почвоведение», № 4.

Герасимов И. П., Глазовская М. А., 1960. Основы почвоведения и географии почв, М., Географгиз.

Hole F. D., 1953. Suggested terminology for describing soil as three-dimensional bodies, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 17, p. 131—135.

Hole F. D., Lee G. B., 1955. Introduction to soils of Wisconsin, «Univ. Wis. Geol. Nat. History Survey Bull.», 79.

Hole F. D., Lee G. B., Brickbauer E. A., 1953. Soils of Town of Beaver Dam. Dodge County, Wisconsin Univ. Wis. Geol. Nat. History Survey (Folder map.).

Hole F. D., Olson G. W., Schmude K. O., Milfred C. J., 1962. Soil survey of Florence County, Wisconsin. «Univ. Wis. Geol. Nat. History Survey Bull.», 84.

Johnson W. M., 1963. The pedon and the polypedon, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 27, p. 212—215.

Jaday C., 1914. The inland lakes of Wisconsin, «Univ. Wis. Geol. Nat. History Survey Bull.», 27.

Неуструев С. С., 1915. Почвенные комбинации на равнинах и в горах, «Почвоведение», № 1, М.

Oschwald W. R., 1966. Quantitative aspects of soil survey interpretation in appraisal of soil productivity, p. 152—159. См. Bartelli L. J., Klingebiel A. A., Baird J. V., Heddleson M. R. (eds.). Soil surveys and land use planning, «Soil Sci. Soc. Am. and Am. Soc. Agron.», Madison., Wis.

Powell J. C., Springer M. E., 1965. Composition and precision of classification of sever mapping units of the Appling. Cecil, and Lloyd series in Walton County, Georgia, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 29, p. 454—458.

Прасолов Л. И., 1922. Почвенные области Европейской России, вып. 38, М., Наркомзем.

Riecken F. F., 1963. Some aspects of soil classification in farming, «Soil Sci.», 96, p. 49—61.

Ruhe R. V., 1969. Quaternary landscapes in Iowa. Iowa State Univ. Press. Ames.

Shields L. G., 1955. A cartographic analysis of landscape, Dodge County, Wisconsin, M. S. thesis. Univ. Wis.

Soil Survey Staff, 1951. Soil survey manual, U. S. Dept. Agr. Handbook No. 18. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Soil Survey Staff, 1960. Soil classification, a comprehensive system-7th approximation. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Thorp J., 1957. Report on a field study of soils of Australia, «Sci. Bull. I. Earlham College», Richmond, Ind.

Walker P. H., Hall G. F., Protz R., 1968a, Soil trends and variability across selected landscapes in Iowa, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 32, p. 97—101.

Walker P. H., Hall G. F., Protz R., 1968b. Relation between landform parameters and soil properties, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 32, p. 101—104.

Wilding L. P., Jones R. B., Schafer G. M., 1965. Variation of soil morphological properties within Miama, Celina and Crosby mapping units in westcentral Ohio, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 29, p. 711—717.

Глава 26

Aandahl A. R., 1958. Soil survey interpretation-theory and purpose, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 22, p. 152—254.

Bartelli L. J., Klingebiel A. A., Baird J. V., Heddleson M. R. (eds.), 1966. Soil surveys and land use planning, «Soil Sci. Soc. Am. and Am. Soc. Agron.», Madison, Wis.

Doyle R. H., 1966. Soil surveys and the regional land use plan, p. 8—14. См. Bartelli L. J., Klingebiel A. A., Baird J. V., Heddleson M. R. (ed.), Soil surveys and land use planning, «Soil Sci. Soc. Am. and Am. Soc. Agron.», Madison, Wis.

Horton R. E., 1967. Soil survey of Scotland County, North Carolina, Soil Conserv. Serv. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt Printing Office, Washington.

Kellogg C. E., 1960. In Soil classification, a comprehensive system-7th approximation. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office, Washington.

Kellogg C. E., 1966. Soil surveys for community planning, p. 1—7. См. Bartelli L. J., Klingebiel A. A., Baird J. V., Heddleson M. R. (ed.). Soil surveys and land use planning, «Soil Sci. Soc. Am. and Am. Soc. Agron.», Madison. Wis.

Odell R. T., 1958. Soil survey interpretation-yield prediction, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 22, p. 157—160.

Olson G. W., 1964. Application of soil survey to problems of health, sanitation, and engineering. Cornell Univ. Memoir 387.

Orvedal A. C., Edwards M. J., 1941. General principles of technical grouping of soils, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 6, p. 386—391.

Oschwald W. R., 1966. Quantitative aspects of soil survey interpretation in appraisal of soil productivity, p. 152—159. См. L. J. Bartelli, A. A. Klingebiel, J. V. Baird, M. R. Heddleson (eds.). Soil surveys and land use planning, «Soil Sci. Soc. Am. and. Am. Soc. Agron.», Madison, Wis.

Quay J. R., 1966. Use of soil surveys in subdivison design. p. 76—86. См. Bartelli L. J., Klingebiel A. A., Baird J. V., Heddleson M. R. (eds.). Soil surveys and land use planning, «Soil Sci. Soc. Am. and Am. Soc. Agron.», Madison, Wis.

Riecken F. F., 1963. Some aspects of soil classification in farming, «Soil Sci.», 96, p. 49—61.

Rust R. H., Odell R. T., 1957. Methods used in evaluating the productivity of some Illinois soils, «Soil Sci. Soc. Am. Proc.», 21, p. 171—175.

Smith G. D., 1968. Soil classification in the United States, p. 6—24. In World soil resources report 32. FAO, Rome, Italy.

Sopher C. D., 1969. Factors affecting corn production on selected North Carolina coastal plain soils. Ph. D. thesis, N. C. State Univ.

Thornburn T. H., 1966. The use of agricultural soil surveys in the planning and construction of highways, p. 87—103. См. Bartelli L. J., Klingebiel A. A., Baird J. V., Heddleson M. R. (eds.). Soil surveys and land use planning, «Soil Sci. Soc. Am. and Am. Soc. Agron.», Madison, Wis.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие

Новая американская система номенклатуры и классификация почв 5

Предисловие авторов 21

Глава 1 Введение 23

Глава 2 Морфология почв 45

Глава 3 Микроморфология почв 70

Глава 4 Состав почвы и его характеристика 84

Глава 5 Выветривание и почвообразование 107

Глава 6 Почвообразовательные процессы: внутренние процессы, формирующие почву 119

Глава 7 Влияние среды: внешние факторы почвообразования 134

Глава 8 Материнская порода: исходная порода, на которой формируется корнеобитаемая толща почвы 142

Глава 9 Рельеф и его формы как фактор почвообразования 151

Глава 10 Влияние климата на среду формирования почвы в целом . . 162

Глава 11 Живые организмы: биологические компоненты почвы и окружающей ее среды 176

Глава 12 Время как фактор почвообразования 194

Глава 13 Принципы и история развития почвенных классификаций . . 211

Глава 14 Современные системы классификации почв 227

Глава 15 Энтисоли: недавно сформировавшиеся почвы 266

Глава 16 Вертисоли: разбухающие и усыхающие темные глинистые почвы 273

Глава 17 Инсептисоли: эмбриональные почвы с малым количеством диагностических горизонтов 280

Глава 18 Аридисоли: почвы аридных районов 287

Глава 19 Моллисоли: почвы под травянистой растительностью степей и прерий 295

Глава 20 Сподосоли: почвы с аккумуляцией полуторных окислов и гумуса в горизонте В 308

Глава 21 Альфисоли: насыщенные лесные почвы 320

Глава 22 Ультисоли: ненасыщенные лесные почвы 332

Глава 23. Оксисоли: почвы тропиков, сильно выветрелые и богатые полуторными окислами 342

Глава 24 Гистосоли: органические почвы 352

Глава 25 Почвы в ландшафте и почвенные ландшафты 362

Глава 26 Интерпретация почвенных классификаций и карт 371

Литература 381