Л.О. Карпачевский

ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЧВОВЕДЕНИЕ

ГЕОС

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
Факультет почвоведения

РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

РФФИ

Л.О. Карпачевский

ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЧВОВЕДЕНИЕ

Москва
ГЕОС
2005

УДК 631.456
ББК 28.2
К 26

Карпачевский Л.О. **Экологическое почвоведение. – М.: ГЕОС, 2005. – 336 с.**
ISBN 5-89118-388-9

Книга посвящена анализу основных свойств почв и их экологической роли. Показано значение этих свойств в жизни растений, их связь с животными. Раскрывается ряд дискуссионных моментов в интерпретации таких моментов, как история почвенного покрова, почвенные процессы, генезис некоторых почв. Обсуждается динамка ряда свойств почв и ее соотношение с почвенными процессами. Работа предназначена почвоведам, экологам, биогеоценологам.

Публикуется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 05-04-62065)

Karpachevskii L.O. **Ecological Soil Science. – Moscow: GEOS, 2005 – 336 p.**

The book analyzes basic properties and ecological role of soils, showing significance of these properties for plant life and their relations to wildlife. It clarifies some debatable moments when interpreting such moments as history of pattern, processes and genesis of soils. Under discussion is dynamics of some soil properties and its correlation to soil processes. This study is intended for soil scientists, ecologists and biogeocenologists.

Published at financial support of Russian Foundation for Basic Research (grant № 05-04-62065)

© Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 2005
© Л.О. Карпачевский, 2005
© ГЕОС, 2005

Содержание

Введение..... 5
Глава 1. Почва и биосфера..... 9
Глава 2. Почва и горные породы..... 22
Глава 3. Строение почвы как природного тела..... 34
Глава 4. Физические свойства почв..... 46
Глава 5. Водные свойства почв..... 78
Глава 6. Водный режим почвы..... 86
Глава 7. Тепловой режим почвы..... 106
Глава 8. Газовый режим почвы..... 115
Глава 9. Химический состав почвы..... 126
Глава 10. Биологический круговорот или циклы элементов.в биосфере..... 135
Глава 11. Циклы основных элементов в биосфере..... 146
Глава 12. Почвенное органическое вещество..... 158
Глава 13. Почвенная матрица и почвенные коллоиды..... 172
Глава 14. Минералы в почве..... 185
Глава 15. Поглотительная способность почв и обменные катионы..... 192
Глава 16. Кислотность почвы..... 202
Глава 17. Динамика химических свойств почвы..... 212
Глава 18. Питательный режим почвы..... 239
Глава 19. Почвенные процессы..... 260
Глава 20. Классификация почв..... 280
Глава 21. География почв и структура почвенного покрова..... 289
Глава 22. Экологическая роль почвы..... 301
Заключение..... 315

Content

Preface..... 5
Chapter 1. Soil and the Biosphere 9
Chapter 2. Soil and Rocks 22
Chapter 3. Arrangement of Soil as a natural body 34
Chapter 4. Physical properties of Soils 46
Chapter 5. Hydrological properties of Soil 78
Chapter 6. Water regime of Soil 86
Chapter 7. Temperature regime of Soil..... 106
Chapter 8. Gas regime of soil..... 115
Chapter 9. Chemical composition of Soil..... 126
Chapter 10. Biological cycling of elements in the Biosphere..... 135
Chapter 11. Cycles major elements Biosphere..... 146
Chapter 12. Soil organic matter..... 158
Chapter 13. Soil matrix and soil colloids..... 172
Chapter 14. Minerals in Soil..... 185
Chapter 15. Adsorption capacity and exchengable cations in soil..... 192
Chapter 16. Soil acidity..... 202
Chapter 17. Dinamics of chemical properties of soil..... 212
Chapter 18. Nutrient regime of soil..... 239
Chapter 19. Soil processes..... 260
Chapter 20. Soil classification..... 280
Chapter 21. Geography of soil and soil pattern..... 289
Chapter 22. Ecological role of soil..... 301
Conclusion..... 315

Введение

Цель предлагаемой книги – осветить современное состояние почвоведения, делая упор на экологические аспекты. Почвоведение относится к группе экологических наук, и, в первую очередь, знание почв помогает улучшить производство сельскохозяйственных продуктов. Одновременно почва – компонент биосферы, базис многих экосистем суши, и с этих позиций экологическое значение почв – фундамент жизни и эволюции биосферы. Э. Зюсс в XIX в. выдвинул теорию строения нашей планеты, разделив её на ядро (барисферу), литосферу, гидросферу, биосферу и атмосферу. В начале XX века А.А. Ярилов, а затем С.А. Захаров выделили педосферу, почвенную оболочку суши. Эта мысль была развита С.В. Зонном [1964], который обратил внимание на прямую связь биогеосферы (биосферы суши) и педосферы. Следует признать, что С.А. Захаров лишь озвучил идею В.В. Докучаева, который выделил почву как единую оболочку суши. Выделение педосферы поддержали К.Д. Глинка, С.С. Неуструев, Л.И. Прасолов, В.М. Фридланд. Действительно, всюду, где есть растения, под ними формируются почвы. Примитивные, маломощные, мощные они образуют педосферу – почвенный покров, где идут процессы выветривания и почвообразования. К процессам выветривания следует относить все те изменения горных пород, которые связаны лишь с абиотическим факторами: климатом, типом гидросферы (водным режимом, обводнением), вулканической и поствулканической деятельностью. Собственно почвообразование – это сумма процессов, протекающих в коре выветривания под влиянием живых организмов (растения, животные, микроорганизмы, грибы). Почва – итог воздействия на кору выветривания живых организмов. В результате этой деятельности формируется особое природное тело, состоящее (по Б.Б. Полынову) из набора генетических горизонтов (слоев), объединенных общностью происхождения, в том числе с обязательным участием слоя, содержащего почвенное органическое вещество – гумус. Гумус этого слоя своим происхождением обязан живому веществу (по В.И. Вернадскому), растительным и животным остаткам. Известна точка зрения В.И. Вернадского, что происхождение органического вещества в почве можно установить по характеру симметрии органических соединений. В частности, в живых организмах и, следовательно, во всех производных от них органических соединениях образуются лишь L-формы органических соединений. В почве постепенно L-формы переходят в D-формы. Но этот процесс достаточно длительный. Однако, если в свежих отложениях среди органических соединений содержание обеих форм симметрии близко, следует искать другой источник происхождения органического вещества, а не связывать его с деятельностью живых организмов. По Г.В. Добровольскому, горная порода становится почвой тогда, когда она приобретает экологические функции. Экологические функции почв создают возможность существования растений – первичных продуцентов органического вещества, фундамента трофической цепи, микроорганизмов, грибов, животных. И в этом плане педосфера – реальная оболочка планеты,

которая служит средой обитания живых организмов. Поэтому, анализируя роль почвы в биосфере, мы должны ее оценивать не вообще, а на основе ее конкретных экологических функций в данной экосистеме.

Являясь одним из компонентов биосферы, ее «сердцевиной», душой по В.В. Докучаеву, почва входит в состав целого класса своеобразных природных образований: биокосных тел. К этим телам относят донные отложения, океаны, моря, озера, реки, пруды, нижнюю часть атмосферы.

Две особенности характеризуют биокосные тела. Они существуют реально, обладают объемом, массой, определенными свойствами, (морфологическими, химическими, физическими) и плодородием, т.е. способностью производить урожай растений (В.Р. Вильямс), снабжая их водой и питательными элементами. Но само существование биокосных тел обусловлено живым веществом. Динамика жизни, жизненных процессов определяет динамику биокосных тел. Вместе с тем биокосные тела могут зависеть также и от динамики абиотических факторов (климата, растворимости горных пород и т.п.). абиотические субстраты, из которых формируются биокосные тела, обычно менее буферны к воздействиям экологических факторов, хотя в ряде случаев более устойчивы. Эту мысль следует пояснить. Породы могут сохранять свой состав и облик бесконечно долго, пока не подвергнутся интенсивному воздействию окружающей среды. Так, докембрийские граниты Карелии и Скандинавии сохраняются уже более 500 млн лет. Но когда на породы энергично воздействуют температура, вода, растения, почва, то многие из них разрушаются довольно быстро, превращаясь в элювий или переотложенный материал (аллювий, делювий и т.п.). Как отметила Г.В. Мотузова, у горной породы с выветриванием обратная положительная связь: каждое последующее воздействие увеличивает интенсивность разрушения породы. До начальной стадии выветривания породы сохраняют свой габитус и состав, пассивно противостоя воздействию факторов выветривания. Почвы, напротив, при сравнительно постоянном воздействии окружающих условий все время сопротивляются разрушению, сохраняя экосистему и сохраняя себя в экосистеме (отрицательная обратная связь). Но поскольку возраст данного объема почвы определяется возрастом экосистемы, в которой почва играет роль основания, то смена экосистемы вызывает изменения свойств почвы, особенно в ее верхних горизонтах, т.е. почвам свойственна «равновесная» устойчивость по отношению к фитокомпонентам экосистемы. Если смена экосистем не катастрофична, то почва сохраняет свой тип, изменяя лишь род, проявление тех или иных признаков. Горная же порода, начав изменяться, изменяется кардинально, превращаясь в другую породу, часто состоящую уже частично из других минералов.

Итак, биосфера – это система биокосных тел и живых организмов. В этой системе отмечаются связи биокосных тел как с живыми организмами, так и друг с другом. Так, почва подстилает атмосферу и обменивается с ней водой, химическими элементами, твердыми частицами. Взаимодействие с гидросферой включает обмен тех же веществ. Почва регулирует состав рек, озер, питает своим материалом донные отложения Мирового океана, образует специфический компонент гидросферы – почвенные воды.

Функции почв проявляются при воздействии (взаимодействии) почв на горные породы (педолиз), на состав атмосферы и гидросферы, саму биосферу в целом, отдельные экосистемы.

Геологи и палеонтологи часто встречают остатки биосфер прошедших эпох и периодов. Часть биокосных тел их периодов образуют специфические горные породы (известняки, мел, уголь, горючие сланцы, фосфориты). Многие другие осадочные породы также были биокосными телами в свое время (в частности, почвами, донными отложениями), поэтому они часто наследуют от своих предшественников ряд экологических функций, например, такую, как плодородие, способность снабжать растения питательными веществами и водой. Но проявиться это свойство может лишь тогда, когда отложение выйдет на поверхность литосферы и будет включено в педосферу и биосферу.

Деятельность человека за последние 10 тыс. лет, а в особенности за последние 500 лет, привела к тому, что биосфера разделилась на две части: собственно биосферу и антропосферу, которая, в свою очередь, делится на агросферу и техносферу. Экологические последствия такого разделения отразились прежде всего в численности многих диких видов животных и растений, сокращении площади естественных экосистем, почти полном исчезновении степных естественных экосистем. Предполагаемый рост населения Земли до 10 и более млрд заставляет уже сейчас думать о форме существования биосферы, о ее взаимодействии с антропосферой.

Ле Руа, В.И. Вернадский, Тейяр де Шарден видят выход в формировании ноосферы, сферы разума. Но если Вернадский связывает появления ноосферы с прогрессом в организации человеческого общества, то Шарден считает, что человечество уступит свой место высшему разуму (в результате эволюции). Факты истории развития Земли показывают, что долгое господство одного или одной группы видов – возможный вариант, но рано или поздно такое господство приходит к концу при весьма непонятных обстоятельствах (как это случилось с динозаврами). В любом случае ноосфера может унаследовать, (если человек не примет соответствующих мер), эродированные, деградированные почвы, с пониженными продуктивностью и активностью экологических функций.

Даже если человек, как предполагает Вернадский, станет автотрофом, т.е. будет сам синтезировать пищу из воды и углекислого газа, то проблемы жилья, одежды, сохранение органического мира нельзя будет решить, не используя почвы и их экологические свойства.

Именно поэтому в книге проводится тщательный анализ места почв в экосистемах и роли экологических функций почвы.

Автор считает своим приятным долгом поблагодарить всех коллег, помогавших ему как в сборе материала, так и в его обсуждении. Особенно автор благодарен ушедшим от нас А.Д. Воронину и Е.А. Дмитриеву, критические замечания которых способствовали уточнению ряда положений книги. Автор благодарен также О.Ю. Барановой, В.А. Бганцовой, П.Б. Буданцеву, Е.Н. Демченко, Н.В. Елисеевой, Г.Ю. Зенковой, Т.А. Зубковой, Л.С. Ильиной, Н.К. Киселевой, И.Ф. Комиссаровой, М.С. Майзенберг, Н.П. Ореховой, Н.С. Орешкиной, Н.Е. Первовой, А.И. Позднякову, Е.Б. Скворцовой, Е.В. Турченковой за возможность воспользоваться полученными ими материалами. Особую благодарность хочется выразить Н.И. Шевяковой за ее несокрушимое терпение, с которым она перенесла все этапы создания книги, и М.Л. Карпачевскому за постоянные консультации и помощь при работе на компьютере.

Литература

Боул С. Ф.Хоул, Р.Мак-Крекен. Генезис и классификация почв. М.: Прогресс, 1977.

Вернадский В.И. Очерки геохимии.М.: Наука, 1983.

Вильямс В.Р. Почвоведение. М.: Сельхлзгиз, 1949.

Глинка К.Д. Почвоведение. М.-Л.: Сельхозгиз, 1932.

Докучаев В.В. Дороже золота русский чернозем. М.: Изд-во МГУ, 1994.

Дюшофур Ф. Основы почвоведения. М.: Прогресс, 1970.

Захаров С.А. Почвоведение. М.-Л.: Сельхозгиз, 1931.

Зонн С.В. Почва как компонент лесного биогеоценоза. В кн.: Основы лесной биогеоценологии. М.-Л.: Наука, 1964.

Зонн С.В. Тропическое почвоведение. М.: Изд-во Университета дружбы народов, 1986.

Кауричев И.С. и др. Почвоведение. М.: Колос, 1982.

Мотузова Г.В. Природа буферности почв к внешним химическим воздействиям // Почвоведение. 1994. № 4. С. 46–52.

Неуструев С.С. Генезис и география почв. М.: Наука, 1977.

Полынов Б.Б. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1956.

Прасолов Л.И. Генезис, география и картография почв. М.: Наука, 1978.

Структурно-функциональная роль почвы в биосфере. Под ред. Г.В. Добровольского. М.:ГЕОС,1999.

Фридланд В.М. Проблемы географии генезиса и классификации почв. М.: Наука. 1986.

Brady N.C. The Nature and properties of soils. MacMilan Publ. Co, 1990.

Le Roy. La pensee intuitive. Couches heterogenes de la realites. Paris. 1930.

Глава 1
Почва и биосфера

Люди используют почвы уже более 10 тыс. лет, выращивая необходимые растения, а по предположению С.И. Бараша, даже в пределах 100 тыс. лет. Обычно в быту почвой называют ее верхний гумусированный обрабатываемый горизонт. Именно в этот слой и наши предки, и мы сами сеяли семена и сажали растения, полезные для нашей жизни. Почвой также называют грунт, на котором строят дороги, дома, аэродромы. Люди давно обратили внимание на почву и оценили ее роль в их жизни. Греческий философ Эмпедокл, живший на о-ве Сицилия в 6 в. до нашей эры, считал, что наш мир построен из четырех элементов: воды, воздуха, огня, земли. Аналогичный взгляд за 400 лет до Эмпедокла высказал индийский философ Уддалаки в "Ведах". По мнению Н.И. Вавилова, земледелие зародилось в горах, где исходное разнообразие растений было достаточно велико. Но стало оно постоянным промыслом лишь в Месопотамии (Древнем Уре, а затем Шумере) и в Египте. По гипотезе К.Д. Ефремова, земледелие очень долго было культовым действием и не служило основой добывания пищи. Если учесть высокий уровень селекции растений у древних египтян и шумеров, то эта гипотеза кажется не такой фантастичной. И в этом случае длительность земледелия намного возрастет. Когда селекция растений достигла определенных успехов, началось использование их как пищевых добавок к животноводству.

Египтяне использовали для земледелия почвы поймы р. Нила, приносившей плодородный илистый аллювий. При этом земледелие было орошаемым. Аналогично велось хозяйство и в Двуречье (Месопотамии), где шумеры сначала осушили плавни Тигра и Ефрата, а затем уже распахали их и организовали на вновь освоенных землях орошаемое земледелие. Таким образом, мелиорация – самое древнее сознательное воздействие человека на окружающую природу, и именно мелиорация способствовала созданию благоприятной агроэкологической обстановки в этом регионе. Сельское хозяйство в пойме р. Нила ведется до сих пор, а в Месопотамии оно велось не меньше 4–5 тыс. лет подряд (табл. 1.1.). В сельскохозяйственной практике в основном использовали анормальные, по В.В. Докучаеву, почвы, нарастающие кверху в результате поступления новых порций мелкозема (аллювий Нила, Тигра, Евфрата). В пойменных почвах постоянно содержится значительное количество питательных веществ, и не накапливаются факторы, вредные для растений. В течение нескольких тысячелетий земледелие распространилось во всем мире (табл. 1.1). Множество видов растений были вовлечены в культуру. Народная селекция привела к созданию разных сортов растений одного вида. Люди сделали основным средством добычи пищи земледелие, превратив охоту во второстепенный способ, а кочевое скотоводство в локальный метод ведения хозяйства.

На территории Греции и Италии земледелие развилось в 3–2 тысячелетии до нашей эры. В лесных районах поселенцы вырубали леса, выжигали порубочные остатки и пни. Удобренные золой, первые три года почвы давали хороший урожай.

Таблица 1.1. Введение в сельское хозяйство разных растений

Время, год	Растения	Страны, регионы
10000 до н.э.	полба	Иордания
8000 "–"	природные злаки	Франция
7500 "–"	гречиха, ячмень, злаки	Япония
6500 " "	злаки	Румыния
6000 " "	полба, злаки	Крит, Баскония, Европа
" "	кукуруза	Мексика
6000–5000	просо	Мавритания, Япония
" "	полба, пшеница, ячмень	Южная Европа
4500 " "	просо, сорго	Китай
4000 " "	пшеница	Египет
" "	просо	Сибирь
" "	злаки	Дания
" "	рис	Южный Китай
3000 " "	просо	Индия
" "	ячмень, просо, полба	Вавилон
" "	сорго, ячмень, пшеница	Эфиопия
2000 " "	рожь	Центральная Европа
500–400 " "	пшеница	Мавритания, Италия, Греция
300 " "	яровая пшеница	Северный Китай
" "	рис	Япония
100 н. э.	сорго	Судан, Чад (Сахель)
" "	рожь, овес	Европа
1400	рис	Италия
1520	пшеница, кукуруза	Америка, Европа
1640	рис	Франция
1800	пшеница	Австралия

Затем участок забрасывали, а для выращивания растений осваивали новый. Такая система земледелия был возможна лишь при большом количестве свободных земель. Тогда же были разработаны первые качественные оценки почв: легкие или тяжелые почвы (для обработки), добрые или худые (по урожаю). Лукреций во II в. написал: "все зачинает земля, дождевой орошенная влагой". Он же первый указал на способность почв задерживать, поглощать соли: "...Влага морская становится сладкой и пресной по вкусу там, где сквозь толщу земли проникает она в водоем...".

Почва и растение

Необходимость почв для растений была осознана на заре человеческой деятельности. Однако проведенный в 1629 г. фламандцем Я. Ван Гельмонтом опыт несколько изменил взгляды на питание растений. Он посадил в кадку, наполненную 100 кг почвы, ветку ивы. Через пять лет он взвесил почву и растение и установил, что почва потеряла 70 г, а масса растения увеличилась с двух до 60 кг. Отсюда Ван Гельмонт сделал вывод, что растение питается водой. В 1699 г. англича-

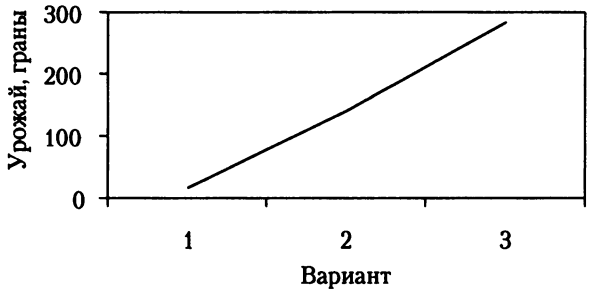

Рис. 1.1. Увеличение урожая растений в зависимости от состава воды:
1 – дождевая, 2 – Гайд парка, 3 – почвенная

нин Р. Вудворт уточнил Ван Гельмонта, показав, что масса мяты, выращенной на дождевой воде, достигает за 77 дней 17 гран (1,1 г), а выращенная на водопроводной воде Гайд-парка – 139 гран (9 г). С прибавкой же к воде почвы урожай достиг 284 гран, или 18,46 г (1 гран = 64,8 мг) (рис. 1.1).

В конце XVIII–начале XX вв. работами англичан Д. Пристли и К. Шееле, голландца П. Ингенгауза, швейцарца Н. Соссюры было установлено, что растение на свету усваивает из воздуха углекислый газ, используя его на синтез органического вещества. Открытие фотосинтеза заложило первый камень в основание теории биосферы. Было доказано, что зеленые растения "улучшают" воздух, делая его пригодным для дыхания животных, выделяя кислород и поглощая выделяемый животными углекислый газ.

В начале XIX в. Ж. Буссенго установил, что растениям необходим азот, и что азот растения берут из почвы. Таким образом, была подтверждена давно подмеченная земледельцами связь между урожаем растений и содержанием гумуса в почве, где азот в основном связан с органическим веществом, что послужило основанием для теории немецкого ученого А. Тэера о гумусовом питании растений. Поэтому Тэер предложил перестроить систему земледелия так, чтобы содержание гумуса поддерживалось на высоком уровне. Для этого он предложил ввести плодосмен в практику сельского хозяйства, что заметно увеличило урожай в Европе. Ж. Буссенго подтвердил, что клеверное поле накапливает в почве азот и этим повышает урожай последующих культур. Все эти данные сумел обобщить немецкий ученый Ю. Либих, создавший теорию минерального питания растений и применившего минеральные удобрения на практике. Основываясь на идеях Либиха, Р. Лооз в Англии построил первый суперфосфатный завод и основал Ротамстедтскую опытную станцию.

Однако вскоре оказалось, что в ряде случаев минеральные удобрения снижают урожай. Причина этого снижения, как показали русские ученые В.В. Докучаев, а затем Д.Н. Прянишников и многие другие, обусловлено свойствами почвы.

Концепция почвы В.В. Докучаева

В 1876 г. приват-доцент Петербургского университета В.В. Докучаев был приглашен В.И. Чаславским для составления почвенной карты опросным методом. Докучаев успешно справился с работой, но он обнаружил, что названия

почв, фигурирующие в опросных листах, самые разные. К тому же одни и те же названия давались разным почвам. Например, как потом писал Докучаев, черноземы выделяли даже в Архангельской губернии. По поручению Вольного Экономического общества Докучаев организовал исследования черноземов России. В результате этих исследований в 1883 г. была защищена докторская диссертация "Русский чернозем", где впервые было дано и разработано научное определение почв. По Докучаеву, почва – это самостоятельное естественно-историческое тело, образовавшееся из горной породы под воздействием климата, рельефа, растений, животных и времени. С этих пор в литературе климат, горную породу, рельеф, живые организмы и время называют факторами почвообразования. Потом А.И. Набоких установил, что почти такое же определение почве дал немецкий агрогеолог Г. Берендт. Однако при кажущемся тождестве самих определений в использовании их были принципиальные отличия. Берендт относил к почве лишь верхний пахотный (гумусовый) слой. Докучаев же открыл самое главное: почвы имеют свой специфический профиль, который меняется в зависимости от растительно-климатической зоны (закон зональности). Для всех почв характерен горизонт аккумуляции гумуса (А), переходный горизонт (В) и малоизмененная почвообразующая порода (С). В дальнейшем были установлены самые разнообразные почвенные горизонты, которые будут рассмотрены ниже. Важно то, что почва имеет специфический профиль, отличающий ее от других природных тел. В частности, по данным Докучаева, подтвержденным затем всеми другими исследователями, черноземы образуют почвенный покров лишь в степи и лесостепи и не встречаются в таежной зоне.

Современная концепция почв

Определение почвы В.В. Докучаева стало краеугольным камнем современного почвоведения. Иногда к почвообразующим факторам добавляли другие (вода – А.А. Роде, деятельность человека – В.А. Ковда). Г. Иенни вслед за Докучаевым изобразил зависимость почвы от указанных факторов формулой:

$$п = f(кл, г, р, о, в),$$

где: к – климат, г –почвообразующая геологическая порода, р – рельф, о – организмы животные и растительные, в – время, п – почва. Фактически эту формулу можно изобразить как зависимость: факторы – почва.

И.П. Герасимов дополнил эту двучленную формулу, превратив ее в трехчленную: факторы – процессы – почва, показав важность почвообразующих процессов при формировании почв. Г.В. Добровольский, подчеркивая экологическую роль почв, выразил и подчеркнул экологическую значимость самого процесса почвообразования формулой: факторы – экологические функции – почва. Горная порода становится почвой, когда она приобретает экологические функции. Ученик Докучаева В.И. Вернадский развил учение о биосфере и биокосных телах, к которым он отнес почву. Он считал, что главная заслуга Докучаева в том, что он открыл целый класс природных тел, образование которых сопряжено с совместным воздействием живой и неживой природы. К таким телам относят почву, воды морей, озер, рек, болота, нижние слои атмосферы,

донные отложения водоемов. Главная особенность биокосных тел заключается в том, что они – компоненты экосистем.

Биосфера и экосистемы

Экосистема – понятие, введенное А. Тенсли. Эта система, в современном понимании, включает живой организм и среду его обитания. Экосистемы могут быть разными по уровню организации, размерам, составу. Любая экосистема состоит из ее организатора (живого организма) и среды обитания. Можно выделить следующие типы экосистем низшего уровня организации.

1. Биогенные экосистемы состоят из организатора системы, живого организма, и среды его обитания тоже живого организма. Например, гельминты в теле животного, микроорганизмы на листьях растений, бактериофаг в теле микроорганизмов (табл. 1.2). Можно выделить следующие экосистемы этого типа: растение на растении, животное на животном, микроорганизмы на микроорганизмах, на животных, растениях, животные на растениях. Время жизни (существования) этих экосистем – от нескольких секунд до столетий.

Таблица 1.2. Систематика естественных экосистем

Простые экосистемы		
Биогенные (организменные)	Органогенные	Биокосные
фито/зоо, фито; зоо/зоо, фито; микро/зоо, фито, микро	фито/фито, зоо; зоо /фито, зоо; микро /фито, зоо, микро	фито, зоо, микро/твердые, жидкие, газовые среды
Сложные экосистемы		
биогенные (организменные)	органогенные	биокосные биокосные более высокого уровня (парцеллы, предельные структурные элементы ландшафта) биогеоцегозы (БГЦ) группы биогеоценозов биосфера

Примечание. В числителе показан организатор экосистемы, в знаменателе – среда обитания организатора

2. Органогенные экосистемы – живой организм обитает на мертвом органическом веществе (сапрофиты, сапрофаги). К ним можно отнести, например, личинки жуков-могильщиков в теле мертвого крота, личинки мух в экскрементах животных, грибы на перегное, подстилке, дрожжи в виноградном соке, возобновление ели и лиственницы на валеже и др. Организаторами таких экосистем могут быть животные, растения, грибы, микроорганизмы. Продолжительность жизни этих экосистем – от нескольких дней до столетий.

3. Экосистемы биокосные – живые организмы, обитающие в субстратах, образованных из неорганических веществ: горных пород, воды, воздуха. Продолжительность жизни этих систем – от минут (микроорганизм в почве) до тысячелетий (баобаб в Африке, секвойя в Калифорнии, фисташка в Крыму).

Экосистемы могут формироваться на твердых субстратах, водных и газообразных. Эту идею первым высказал казанский почвовед Р.В. Рисположенский. Почвоведы в первую очередь имеют дело с экосистемами на твердых субстратах. К ним относят каждое индивидуальное растение, произрастающее на минеральном субстрате. Биокосной экосистемой можно считать микроорганизм, сорбированный на поверхности почвенной частицы, дождевого червя в почве и др. Но экосистемы формируются в лужах, прудах, реках, морях – всюду, где в воде есть организмы (микробы, растения, животные). Есть и воздушные экосистемы, например, поденка в воздухе: это насекомое живет один день и всю свою жизнь в основном находится в воздухе. Парящие в небе орел или коршун – тоже воздушные экосистемы.

К биокосным системам относят и биогеоценоз (БГЦ).

Ниже приведена схема систематики экосистем (табл.1.3). В биосфере, представляющей собою экосистему самого высокого уровня, выделяют отдельные экосистемы, которые группируются в более сложные экосистемы. Особое место в этой схеме занимает биогеоценоз (БГЦ).

Таблица 1.3. Схема классификации биогеосферы

Биогеосфера	
Типы биогеосферы	
1 лесной	2 травяной
Подтипы биогеосферы	
1.1 непрерывного метаболизма	1.2 метаболизма с паузой
Группа классов лесной биогеосферы	
1.2.1 гидропериодичные	1.2.2 термопериодичные
1.2.1.1 пустынные 1.2.1.2 саванны 1.2.1.3 муссонные леса	1.2.2.1 тундровые 1.2.2.2 таежные 1.2.2.3 широколиственные 1.2.2.4 пойменные
Классы	
1.2.2.21. вечнозеленые темнохвойные леса	1.2.2.2.2 вечнозеленые светлохвойные леса.
Группа формаций (на примере таежных лесов)	
1.2.2.2.3 светлохвойные леса	1.2.2.2.4 смешанные леса
Формации	
1.2.2.2.1.1 плакорная тайга	1.2.2.2.1.2 крутосклонная тайга
Группы типов	
1.2.2.2.1.1.1 еловые леса	1.2.2.2.1.1.2 пихтовые
Типы БГЦ Парцеллы Микрозоны	
Экосистемы более низкого уровня	

Понятие о БГЦ было разработано академиком В.Н. Сукачевым. БГЦ представляет собой сложную биокосную экосистему, состоящую из множества экосистем всех видов и разного уровня организации, выделяющуюся по сопряженному биокосному субстрату. Реально наземные биогеоценозы определяют по фитоце-

нозу. Биогеоценоз, как определили Н.В. Дылис и Е.М. Лавренко, это – экосистема в границах фитоценоза.

За последние 10 тыс. лет в биосфере возникла новая группа экосистем, связанных с деятельностью человека. К ним относятся не только сельскохозяйственные поля и пастбища. Новые экосистемы включают поселения человека, дороги со всеми сопутствующими им явлениями. Целесообразно представить схему организации этой части биосферы, которую можно выделить как антропосферу, т.е. часть биосферы, занятую, освоенную человеком (табл. 1.4). Конечно, такое деление условно, так как человек в современных условиях фактически влияет на всю биосферу.

Таблица 1.4. Экосистемы антропосферы

Антропосфера					
Агросфера			Техносфера		
агроэкосистемы	нарушенные экосистемы	виаэкосистемы	урбоэкосистемы	индустриальные экосистемы	селитебельные экосистемы
Компоненты экосистем					
агроценозы пастбища сенокосы артоценозы	сенокосы вырубки частично нарушенные естественные экосистемы	артоэкосистемы вторичные экосистемы нарушенные естественные экосистемы	урбоценозы артоценозы. парки лесопарки	артоценозы (защитные) вторичные ценозы	ценозы малых городов, поселений сельского типа

В антропосфере можно выделить две структуры: агросферу и техносферу. В агросфере главным элементом можно считать агроэкосистему. Агроэкосистема включает поля с принятым севооборотом, все постройки, связанные с сельскохозяйственной деятельностью, систему реализации продукции, способы возделывания почвы, агротехнику, удобрение и т.п. Важный компонент агроэкосистемы агроценоз – угодие, занятое определенной сельскохозяйственной культурой, – сад, виноградник, пшеничное поле, травосмеси и т.п. Особым агроценозом можно считать пастбища, как правило, представляющие собой бывший естественный ценоз, резко измененный выпаса скота. Культурные пастбища обычно поддерживаются тем, что на них периодически высевают необходимые травы и строго регламентируют выпаса скота. Агросфера включают также сенокосы, естественные травяные экосистемы. Они изменены потоянным выкашиванием трав, и состав видов растений на них в значительной мере определяется сроками сенокоса. В агросферу входят также вырубки и другие, частично нарушенные экосистемы, такие, как вторичные леса, присельные рощи, участки естественных лесов, в которых пасется скот и пр. Для агросферы характерны артоценозы, искусственно созданные ценозы, защитные лесные и кустарниковые насаждения, цветники, посадки разных видов растений, включая интродуцентов.

Особую группу экосистем агросферы составляют участки, примыкающие к сельским дорогам. На этих участках образуются или совершенно новые виаэкосистемы (от латинского “виа” – путь), или сохраняются частично нарушенные естественные экосистемы. Часто вдоль дорог создают искусственные артоэкосистемы (от латинского “арто” – искусство).

В техносфере формируются совершенно иные экосистемы – урбоэкосистемы (от латинского "урбо" – город), число которых определяется типом застройки, искусственными насаждениями, лесопарками, парками, скверами и бульварами. Часть лесопарков сохраняют некоторые черты естественных экосистем. Если в них прекращается рекреация, они быстро восстанавливают свой естественный габитус. Дороги в техносфере обычно отличаются от дорог в агросфере. Они, как правило, бетонированные и асфальтированные, часто строятся на подушке, возле них возможны выемки, которые заболачиваются. Но система виаценозов около них та же: новые экосистемы, возникшие при естественном зарастании нарушенных участков, нарушенные природные экосистемы, артоэкосистемы.

Как уже говорилось, все экосистемы, существующие на земле, объединяются в более крупные экосистемы. Особым уровнем организации экосистем следует считать биогеоценозы (БГЦ). Практически, БГЦ – это основные ячейки биосферы, основные составляющие ее экосистемы.

Теоретически БГЦ представляет собою сложную биокосную экосистему, где биота (живой компонент экосистемы), биокосные субстраты и абиотические факторы (климат) сопряжены. Наиболее удачное определение БГЦ, как уже говорилось, дали Н.В. Дылис и Е.М. Лавренко:биогеоценоз – это экосистема в границах фитоценоза. Н.В. Дылис также разработал представления об общей организации биосферы.

Он предложил выделять два типа биосферы: биогеосферу и биогидросферу. Воздушные экосистемы он присоединил к соответствующим биосферам. Ниже показана организация биогеосферы, лесного ее типа (табл. 1.5).

Таблица 1.5. Схема основных функций почвы как природного тела

Группы экологических функций почвы		
Регуляция химического состава других природных тел	Трансформация других природных тел	Регуляция циклов веществ в биосфере
Объекты действия функций		
гидросфера	литосфера	биологический круговорот
другие твердые биокосные тела	гидросфера	геологический круговорот
атмосфера	атмосфера	
живые организмы	живые организмы	

В приведенной схеме (см. табл. 1.3) типы БГЦ занимают, казалось бы, незначительное место, но эти экосистемы воспринимаются человеком как единое целое (сосновый бор, ельник мшистый, березняк разнотравный и пр.). В.Н. Сукачев, основатель биогеоценологии, говорил, что отличие БГЦ от других экосистем в их размерах, они теоретически безграничны, а практически достигают протяженности в сотни и тысячи метров. В то же время экосистемы более низкого уровня организации обладают достаточно четко ограниченными размерами (в пределах единиц–десятков метров). Если размеры и время существования экосистем представить на графике, то БГЦ займет там вполне определенное место (рис. 1.2).

Оценивая почву как природное тело, обладающее экологическими функциями, следует определить само содержание понятия экологическая функция. Г.В. До-

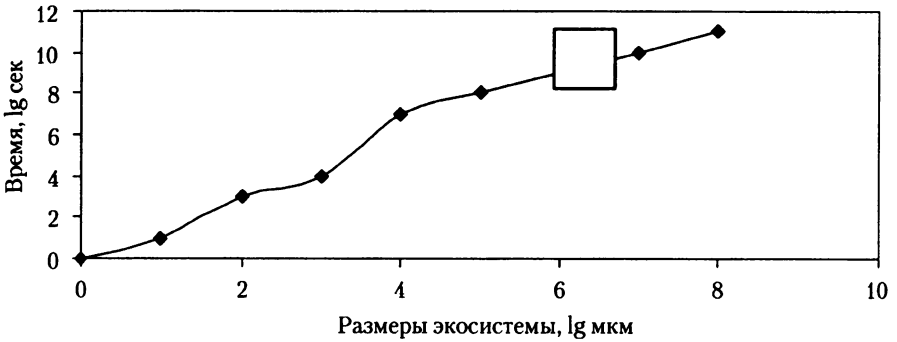

Рис. 1.2. Зависимость размеров экосистем от продолжительности их существования. Выделена область биогеоценозов

бровольский и Е.Д. Никитин [1986] относят к экологическим функциям воздействие почв на живые организмы и другие природные тела. Рассматривая экологические функции почв как проявление свойств природного тела, следует помнить, что разные почвенные фазы (воздух, вода, твердая фаза) играют неодинаковую роль в реализации функций. Кроме того, сам объем понятия функций не очень определен. Функцией можно считать снабжение растений питательными веществами вообще или, например, одним фосфором. Кроме того, одно и тоже свойство почвы участвует в реализации разных ее функций. Так, кислотность почвы действует на функцию снабжения растений питательными веществами, устойчивость растений к вредителям, грибным заболеваниям и т.п.

Можно выделить группы функций и объекты их воздействия (табл. 1.5).

Почва, образовавшись на поверхности породы, воздействует на нее, изменяя минеральный и химический состав. Этот процесс можно назвать педолизом: изменение породы под действием почвы. Каждая кора выветривания, по крайней мере с мелового периода, хранит следы этого воздействия, педолиза. Почва регулирует сток и состав вод, питающих Мировой океан, не говоря уже о ее влиянии на состав вод рек, озер, прудов. Не менее важно воздействие почвы на атмосферу. Выделяя углекислый газ, аммиак, оксиды азота, метан, почва изменяет состав атмосферы, а, возможно, и мощность озонового экрана Земли. В то же время происходит сток углекислого газа и азота в почву из атмосферы и закрепление его там на достаточно длительный срок (гумус, почвенные карбонатные новообразования).

По сущности функций их можно разделить на группы на основании принципов их действия.

Химические: трансформация состава природных веществ (минералов, других неорганических и органических соединений, живых организмов); синтез новых веществ, включая комплексы и смеси; каталитическая активность; химическая буферность почв.

Биохимические: деструкция органических веществ, воспроизводство гумуса.

Биологические: накопление биологических и органических стимуляторов и ингибиторов; среда обитания живых организмов; источник питательных веществ и воды; стимулятор и ингибитор живых организмов.

Физико-химические: сорбция и десорбция веществ; диффузия веществ; окислительно-восстановительный режим; кислотно-щелочная буферность почв.

Физические: влияние на остаточные электромагнитные поля.

Почва как среда обитания разных организмов, достаточно хорошо изучена. Так, в лесных БГЦ запас корней в почве составляет 20–30 т/га, животных – 1–2 т, микроорганизмов – до 5 т. Все они используют поровое пространство почвы. Плотность почвы выше 1,4 г/см^3 резко снижает возможности корней и животных проникать в неё. В этом случае почва как жизненное пространство функционирует ограниченно.

Как механическая опора почва успешно служит травам, кустарникам, деревьям. Но при достижении деревьями определенных размеров (для каждой почвы они свои) и парусности кроны может произойти вывал, так как почва не выдержит воздействия ветра и произойдет отрыв части почвы от остальной массы. Одиночные вывалы – обычное явление для леса, но бывают массовые вывалы, связанные с ураганами, большими снегопадами и т.п. Почва как место произрастания растений играет важную, если не первую роль в их конкуренции. Заняв определенный объем почвы, разместив корни в поровом пространстве, растения не пускают конкурентов в данную точку пространства, если нет симбиоза или если растения проникают на "разные этажи" почвы.

Водный и тепловой режимы экосистем также активно регулируются почвой: обмен теплом и водой между почвой и атмосферой часто замедлен из-за того, что верхний слой почвы мульчирует более глубокие горизонты и замедляет диффузию водяного пара и теплоты. В результате в почве сохраняется вода и уровень температуры, обеспечивающий функционирование растений, микроорганизмов и почвенных животных.

Почвы дезактивируют поступающие или даже образующиеся в почве токсические вещества. Из этой функции можно выделить санитарную – способность почв “убивать” многие патологические микроорганизмы. Но есть ряд организмов, которые достаточно долго сохраняются в почве (возбудители столбняка, лептоспирозы и др.), (А.И. Максименкова, Л.О. Карпачевский). Важно отметить, что в условиях города, в урбоэкосистемах санитарная функция очень важна. Ее ослабление в этих условиях приводит к распространению ряда заболеваний (кишечных, туберкулеза, разных эпидемических болезней). При этом следует помнить, что в ряде случаев возбудители болезней обитают не в самой почве, а в животных, обитающих в нее. Это, в частности, относится к некоторым видам грызунов, таким, как крысы, мыши (разносчикам чумы, гепатитов и т.п.)

Информационные функции почвы изучены пока еще мало. Известно, что как только среднесуточная температура почвы переходит рубеж 5°С, то в почве резко возрастает подвижность таких питательных веществ, как Р, К, NH_4. Другими словами, температура 5°С – сигнал для начала вегетационного периода БГЦ, для начала потребления питательных веществ из почвы.

Почва управляет возобновлением БГЦ при его нарушении, сохраняя “память” об исходном БГЦ. Даже пахотная почва, подвергшаяся разной обработке, после забрасывания ее в залежь инициирует процесс восстановления зональных БГЦ, характерных для данных местообитаний. Особенно это стало заметно после исключения из обработки пахотных земель Сибири, освоенных в 1954 г. Огромные массивы пахотных земель, простирающиеся на десятки километров, после прекращения пахоты сначала заросли осотом, а затем на них восстановилась степная растительность. Часто почва обладает хорошими лесорастительными свойствами

и позволяет растениям успешно произрастать на них, но лишена возобновительных свойств, способности содействовать возобновлению эдификаторных растений, формирующих данную экосистему, данный БГЦ. Так, посаженные на черноземах ели (например, пос. Моховое, Орловской обл.) прекрасно растут, но не возобновляются, не дают надежного подроста.

Почва может стать сигналом, пусковым механизмом для ряда сукцессий. Например, в засушливый 1972 г. в Московской области горели леса и торфяники. В некоторых ельниках от засухи погиб мшистый покров, и ряд моховых парцелл сменился на разнотравные. Мшистый ельник эволюционировал в осоковый. Возможен и обратный ход при длительном переувлажнении почвы в ельниках.

Биогеохимические функции почв включают такие группы, как аккумуляция органических веществ, трансформация детрита и других органических веществ, стимуляция и ингибирование растений и животных в почвах. Для всех почв характерно образование гумуса и та или иная его аккумуляция в почве. В то же время сам гумус аккумулирует некоторые элементы (уран, стронций, медь и др.)

Важная биохимическая функция – фиксация азота из атмосферы. Если на поверхность суши выходит рыхлая осадочная порода, то первые мизерные порции азота в нее поступают из атмосферы с осадками, где в результате гроз образуются соединения аммония. Этого содержания азота часто оказывается достаточным для поселения высших растений. Поступления в почву в результате их жизнедеятельности органических веществ (опад и корневые выделения, а также вода осадков, омывающая растения) приводит к накоплению в почве органического вещества и азота. В итоге в почве образуется микробный комплекс, который начинает связывать азот из воздуха (азотофиксация). В результате почва обогащается азотом, органическим веществом, затем подвижными соединениями калия, фосфора, и общее ее плодородие растет.

Группа функций трансформации веществ в почве включает превращение растительного опада и останков животных в почвенный гумус, в другие более простые органические соединения. А некоторая часть органических веществ окисляется до углекислого газа и выделяется в атмосферу.

Трансформацию веществ в почве ускоряют и замедляют катализаторы и ингибиторы. Среди катализаторов на первом месте стоят ферменты. Но в почве содержится также множество абиотических катализаторов (силикаты, соединения железа, марганца, других тяжелых металлов).

Очень важна для жизни экосистем функция сорбции почвой воды и других веществ. Благодаря этому свойству в почве всегда содержится вода, что позволяет идти разным химическим реакциям, жить микроорганизмам (тоже сорбированным на почвенных частицах) [Звягинцев, 1987]. Сорбция – функция минеральной, органической и органоминеральной матриц (по И.М. Гаджиеву, М.И. Дергачеву, Т.А. Зубковой). Из них – минеральная матрица лежит в основе всех остальных. Она представляет собой поверхность всех частиц, составляющих почвенную массу. Почвенная матрица определяет сорбцию катионов, потенциал почвенной воды и ряд других свойств, имеющих важное экологическое значение для растений. На минеральной матрице формируется органическая, гумусовая матрица, сорбируются микроорганизмы, ферменты. Состав и количество активных центров матрицы – важная ее характеристика, зависящая от суммарной поверхности почвенных частиц.

Многие, если не все почвенные процессы связаны с той или иной формой передвижения вещества. Эти функции почвы выражаются в миграции веществ в растворенной форме, в виде золя, с водой или в результате диффузии. На процессах диффузии основано питание растений (подток питательных веществ к корню растений).

К функции перемещения веществ в почве и экосистеме относят газообмен почвы с атмосферой. Из почвы в воздух поступают углекислый газ, метан, оксиды азота. А из воздуха, поступившего в почву, поглощается азот, кислород (идет на дыхание корней, мезофауны, микроорганизмов).

Даже краткий обзор экологических функций почвы показывает их важность для растений и других организмов, для БГЦ и биосферы в целом. Все эти функции проявляются в естественных экосистемах. В искусственных экосистемах человек часть функций существенно меняет, ограничивает. В отсутствие живых организмов функции почвы не проявляются, и почва превращается в органогенную породу.

С теорией экологических функций почв тесно связана теория экологического соответствия почв и растений, разработанная А.Л. Бельгардом и А.П. Травлеевым. Ее сущность заключается в том, что при отсутствии этого экологического соответствия растения или не растут на данных почвах, или сильно угнетаются. Так, ель на песчаных почвах расти не будет. Солонцы также не пригодны для деревьев. Переувлажненные почвы, с периодом затопления в летние месяцы более 10 дней, также экологически не соответствуют местообитаниям ели. Экологическому соответствию почв способствует или препятствует также экологическое соответствие климата. В случае несоответствия климата даже экологическое соответствие почв приводит лишь к достаточно хорошему росту данных растений, но естественного их возобновления не происходит. Это можно продемонстрировать на таких интродуцентах, как каштаны в парках Москвы: они хорошо растут, но не возобновляются. Также ель на серых лесных почвах растет очень хорошо, но не возобновляется самостоятельно. Экологическое соответствие почв включает способность растений выдерживать конкуренцию с другими растениями. Например, обычно на суглинистых подзолистых и дерново-подзолистых почвах посаженные на них сосны быстро растут и дают хороший прирост. Но второе поколение сосен на этих участках самостоятельно не формируется: сосна вытесняется елью, которая оказывается победителем в конкурентной борьбе за водные и пищевые ресурсы.

Литература

Бараш С.И. Космический дирижер климата и жизни на Земле. С.-Пб.: Изд-во ПРОПО, 1999

Вавилов Н.И. Происхождение и география культурных растений. Л.: Наука, 1987

Вернадский В.И. Очерки геохимии. М.: Наука, 1983

Дергачева М.И. Система гумусовых веществ, Новосибирск: Наука, 1989

Герасимов И.П. Избранные труды.Эволюция и дифференциация природы Земли. М.: Наука, 1990

Добровольский Г.В. Структурно-функциональная роль почвы в биосфере. М.: ГЕОС, 1999

Добровольский Г.В., Никитин Е.Д. Функции почв в биосфере и экосистемах. М.: Наука, 1990

Докучаев В.В. Дороже золота русский чернозем. М.: Изд-во МГУ. 1994

Дылис Н.В. Основы биогеоценологии. М.: Изд-во МГУ, 1978

Ефремов К.Д. Земледелие – средство от голода или религиозный культ? // Знание – сила. 2000, №2. С. 9–12

Звягинцев Д.Г. Почва и микроорганизмы. М.: Изд-во МГУ, 1987
Зубкова Т.А., Карпачевский Л.О. Матричная организация почв. М.: Русаки, 2001
Иенни Г. Факторы почвообразования. М-Л.: Ин. лит., 1948
Лукреций. О природе вещей. М.-Л.: Изд-во Academia, 1938
Максименкова И.А., Карпачевский Л.О. Характеристика почв природного очага лептоспироза, псевдотуберкулеза и кишечного иерсиниоза // Почвоведение. 1985. № 10. С. 107–115
Основы лесной биогеоценологии. Под ред. В.Н. Сукачева и Н.В. Дылиса. М.: Наука, 1964
Прянишников Д.Н. Агрохимия.М.: Сельхозгиз., 1950
Соколов И.А. Теоретические проблемы генетического почвоведения Новосибирск: Наука, 1993
Спозито Г. Регинато Р. Возможности современных и будущих фундаментальных исследований в почвоведении. М.: ГЕОС, 2000
Таргульян В.О. Специфика почвы как поверхностно-планетарной оболочки биосферной планеты. Экология и почвы. Труды VIII–IX Всероссийских школ. М.: ПОЛТЕКС, 1999. С. 9–24

Глава 2
Почва и горные породы

Основу почвы, ее физическую сущность составляет горная порода. Э.И. Гагарина различает материнскую и почвообразующую породу. Материнская порода – геологическое образование, послужившая исходным материалом для элювия (продуктов разрушения), сформировавшегося на месте в результате выветривания изверженных или осадочных пород. Почвообразующая порода – материал, непосредственно включившийся в почвообразование, Так, большая часть черноземов образовалась из лесса, подстилаемого лессом. Дерново-подзолистые и подзолистые почвы Российского севера образовались на покровных и моренных суглинках, подстилаемых мореной, многие горные почвы образовались из привнесенного материала, подстилаемого плотной породой. В.В. Докучаев обозначал гумусовый горизонт почв литерой А, переходный горизонт – В, почвообразующую породу – С. Подстилающую породу, по предложению С.А. Захарова, стали обозначать литерой D. В случае, когда почва захватывает несколько разных слоев почвообразующих пород, то каждый слой нумеруется по порядку от поверхности почв, и номер прибавляют к литере, обозначающей горизонт почвы. Особенно это относится к пойменным и вулканическим почвам.

Классификация горных пород

Существуют разные классификации горных пород. Так, по генезису различают: изверженные, осадочные и метаморфические породы (бывшие осадочные породы, попавшие в условия высокого давления и больших температур, что привело к их преобразованию). Некоторые исследователи (Е.М. Самойлова и другие) выделяют магматические и метаморфические породы (измененные при высокой температуре), рыхлые осадочные и метасоматические (измененные при низких температурах).

По физическому состоянию можно выделить плотные массивные породы, обломочные, или каменистые, пески, супеси, суглинки, глины, сланцы. Следует обратить внимание, что размер частиц – минералов зависит в большой степени от происхождения породы (табл. 2.1).

Таблица 2.1. Размер минеральных зерен при разрушении разных пород (по Е.М. Сергееву)

Размер зерен	Кварц	Светлоокрашенные минералы (полевые шпаты, мусковит)	Темноокрашенные минералы (роговые обманки, авгит, биотит)	
крупные	гранит	диорит	габбро	перидотит, роговая обманка
средние	риолиты	андезит	базальт	
тонкие	обсидиан	полевые шпаты	базальтовое стекло	

Таблица 2.2. Химический состав горных пород, % от массы

Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
дунит	40,49	0,02	0,86	2,84	5,54	0,16	46,32	0,70	0,10	0,04	0,05
платобазальт	48,80	2,19	13,98	2,59	9,78	0,17	6,70	9,38	2,59	0,69	0,33
габбро	48,84	0,97	17,88	3,16	5,85	0,13	7,51	10,99	2,55	0,89	0,28
диорит	56,77	0,84	16,67	3,16	4,40	0,13	4,17	6,74	3,39	2,12	0,25
андезит	59,59	0,77	17,31	3,33	3,13	0,18	2,75	5,80	3,53	2,03	0,26
грандиорит	65,05	0,56	15,94	1,74	2,65	0,07	1,91	4,42	3,70	2,75	0,20
гранит	70,18	0,39	14,47	1,57	1,78	0,12	0,88	1,99	3,48	4,11	0,19
риолиты	72,80	0,33	13,49	1,45	0,88	0,03	0,38	1,20	3,38	4,46	0,08
изверженные	59,14	1,05	15,34	3,08	3,80	-	3,49	5,08	3,84	3,13	0,30
осадочные	59,17	0,77	14,47	6,32	0,99	0,80	1,85	9,90	1,75	2,76	0,22
глинистые	58,10	0,65	15,40	4,02	2,45	-	2,44	3,11	1,30	3,24	0,17
песчаные	78,33	0,25	4,77	1,07	0,30	1,16	5,50	0,45	1,31	0,08	
известняки	5,19	0,06	0,81	0,54	--	-	7,89	42,57	0,75	0,33	0,04
Глины (возраст)											
рифей	58,21	0,88	18,34	8,37	-	-	2,26	0,55	0,76	3,96	-
кембрий	60,36	0,84	17,83	6,71	-	-	2,17	0,83	0,49	4,82	-
силур	49,58	0,60	12,62	5,46	-	-	4,99	8,99	0,69	4,42	-
девон	47,34	0,87	15,00	6,64	-	-	3,58	8,69	0,59	3,61	
карбон	52,45	0,84	17,24	6,51	-	-	2,92	4,32	0,63	3,87	-
пермь	42,97	0,57	11,45	5,78	-	-	5,67	12,94	1,30	2,71	-
триас	50,74	0,71	14,72	6,12	-	-	3,68	10,10	1,03	2,29	-
юра	55,12	0,77	16,55	6,24	-	-	3,98	4,78	1,40	3,12	-
мел	56,09	0,74	16,00	6,90	-	-	1,80	5,90	1,28	2,42	-
третичная	57,10	0,59	11,59	6,14	-	-	2,16	7,25	1,18	2,32	-
четвертичная	59,65	0,67	13,54	5,97	-	-	3,07	4,93	0,74	3,15	-

Примечание. Прочерк – компонент не определялся.

Породы также разделяют по их химическому составу (содержанию SiO_2 на абсолютно сухую массу, %): ультраосновные (SiO_2 менее 45%), основные (45–54%), средние (55–65%), кислые (>65%) (табл. 2.2).

Химический состав пород зависит от их минерального состава (см. табл. 2.2.). Есть запрет на присутствие отдельных минералов в определенных породах. Например, в основных и ультраосновных породах (габбро, диабаз, дунит) не могут встречаться кварц, ортоклаз и микроклин, олигоклаз (табл. 2.3). Поэтому, если исследователь обнаружит в почвах на этих порода указанные минералы, то следует поставить вопрос о приносе этих минералов со стороны.

Таблица 2.3. Вероятный минеральный состав главных типов изверженных пород, % (по Г.В. Войткевичу)

Минерал	Гранит	Сиенит	Гранодиорит	Кварцевый диорит	Диорит	Габбро	Оливиновый диабаз	Диабаз	Дунит
кварц	25	–	21	20	2	–	–	–	–
ортоклаз, микроклин	40	72	15	6	3	–	–	–	–
олигоклаз	26	12	–	–	–	–	–	–	–
андезин	–	–	46	59	64	–	–	–	–
лабрадор	–	–	–	–	–	65	63	62	–
биотит	5	2	3	4	5	1	–	1	–
амфибол	1	7	13	8	12	3	–	1	–
отропироксен	–	–	–	–	13	6	–	1	–
клинопироксен	–	4	–	3	8	24	21	29	–
оливин	–	–	–	–	–	7	12	3	95
магнетит	2	2	1	2	2	2	2	2	3

Примечание. Прочерк – минерал отсутствует

Геологические породы и почвообразование

Химический и минеральный состав пород определяет и состав почв, образовавшихся из этих пород, (при отсутствии дополнительного поступления материала). Так, почвы на основных породах богаты Ca, Mg, но бедны K, на кислых породах, наоборот, бедны Ca, но богаты K (табл. 2.4).

Таблица 2.4. Особенности химического состава разных типов пород

Породы	SiO_2, %	Катионы
ультраосновные	< 45	Mg, (Fe); Ca, Mg, Fe
основные	45–54	Ca, Mg, Fe; Ca, Na, Mg, (Fe, K)
диориты, андезиты	55–65	Ca, Na, Mg (Fe, K)
гранитоиды	> 65	Na, Ca, K (Mg, Fe); Na, K (Ca, Mg, Fe); K, Na

Вещественный состав почв может раскрыть нам их генезис, определить тип почвообразующей породы и особенности изменения ее при почвообразовании.

Главными почвообразующими породами, безусловно, следует считать осадочные. В них содержатся первичные минералы, унаследованные от пород, послуживших источниками материала, вторичные минералы, образовавшиеся при выветривании пород и в процессе почвообразования.

Особо следует обратить внимание на карбонатные породы. Существует гипотеза, что мелкозем на плотных известняках, как и на других карбонатных породах, представляет собой нерастворимый остаток после растворения карбонатов. В обычных карбонатных породах этот остаток составляет 1–6% от массы пород (табл. 2.5).

Таблица 2.5. Химический состав карбонатных пород (по М.П. Домниковскому)

Порода	Нерастворимый остаток	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5
1	-	-	-	-	-	-	-	-	56,00	-	-	44,00	-
2	5,19	0,06	0,81	0,54*	-	-	0,06	7,90	42,61	0,05	0,33	41,58	0,04
3	н/о	0,7	-	0,2	0,1	н/о	н/о	0,2	55,5	н/о	н/о	н/о	-
4	-	-	-	-	-	-	-	21,7	30,4	-	-	47,9	-
5	н/о	0,70	-	0,29	0,30	0,41	сл	21,06	30,34	0,34	-	46,81	н/о
6	1,95	н/о	н/о	0,43*	-	-	-	11,43	40,03	н/о	н/о	н/о	н/о
7	1,26	н/о	н/о	0,40*	-	н/о	н/о	14,30	38,34	н/о	н/о	45,60	н/о

Примечание. 1 – кальцит, теоретический состав; 2 – средний состав известняка; 3 – мел, Белгород; 4 – доломит, теоретический состав; 5 – доломит, кембрий, р. Юдома, Восточная Сибирь; 6 – известняк доломитизированный, Поволжье; 7 – доломит известковый, кембрий, р. Лена; *– сумма (Al_2O_3 +Fe_2O_3); н/о – не обнаружено; прочерк – нет данных

Более 90% материала карбонатных пород приходятся на карбонаты кальция (CaO – 30–55%) и магния (MgO – 8–22%). В гумидной зоне происходит растворение и вымывание карбонатов кальция и магния. Отмечено, что линия вскипания (вторичные карбонаты, новообразованные в почве) понижается на 30 см при увеличении осадков на 100 мм. За 11–13 тыс. лет в лесной зоне карбонатные вкрапления в морены были растворены в толще до 1 м. Но при этом растворение плотных карбонатных пород шло значительно медленней, и известняки часто в лесной зоне подходят близко к поверхности почвы. Таковы выходы карбонатных пород в районе реки Пахры, (Московская обл.), где плотные известняки отмечаются иногда на глубине 70–100 см от поверхности почв. В почву с листвой и хвоей поступала минеральная пыль. Поэтому отождествлять состав почвы на карбонатах с химическим остатком после растворения карбонатов не корректно. Вполне возможно, а во многих случаях обязательно, участие минерального аллохтонного (чужеродного) субстрата в формировании почв на известняках.

Привнос аллохтонного силикатного материала происходит и при формировании залежи известняков. Поэтому нерастворимый остаток карбонатов близок по составу к силикатным осадочным породам и почвам.

Анализ распространения и строения почв показывает, что все почвы, от примитивных до полнопрофильных, образуются из рыхлых осадочных пород. В.Р. Вильямс в свое время выдвинул гипотезу формирования почв на плотных породах, считая, что лишайники образуют под собой рухляк выветривания, рыхлые образования, на которых потом поселяются другие растения.

Однако прямые наблюдения не подтвердили этой гипотезы. В настоящее время накипные лишайники часто покрывают поверхность скал, гранитных глыб (Карелия), но почвы в этих экосистемах, даже маломощные, не образуются. Растения могут разрушать поверхность плотных пород, но образующийся материал обязательно переоткладывается, формируя рыхлые породы. Затем, на осадочных породах образуются почвы. Данные геологов показывают, что первые следы жизни на нашей планете приурочены к первым осадочным породам. Поэтому для понимания процессов почвообразования необходимо знать основные осадочные породы (табл. 2.6).

Таблица 2.6. Систематика осадочных пород (по Е.М. Самойловой)

Обломочные, рыхлые, сцементированные	Коллоидно-осадочные	Хемогенные	Биохимические	Органогенные
Группы пород				Группа торфов
Грубообломочные, размером 10–200 мм	Глинистые	Сульфатные	Карбонатные	
щебень брекчия галечник конгломераты	глины: каолинитовая монтмориллонитовая суглинки полимиктовые	ангидрит гипс	известняк доломит мергель	сфагновый гипновый осоковый древесный
Крупнообломочные, размером 2–10 мм	Непластичные глины	Галоидные	Кремнистые	Ископаемые угли
дресва дресвяник гравий	боксит	каменная соль калийная соль	диатомовые трепел, опока яшма, кремнистый сланец	бурый каменный, антрацит,
Среднеобломочные	Металлосодержащие			Группа каустоболитов
алеврит алевролитовая глина аргиллит	железняк марганцовые			горючие сланцы

Горные породы и свойства почвы

Классификационная схема осадочных пород позволяет различать свойства почвы, унаследованные от почвообразующей породы, и сформировавшиеся на основе почвообразующей породы заново.

Осадочные породы далеко не все и не в одинаковой степени выступают как почвообразующие. Часть из них редко или практически никогда не были выявлены в природе как естественные почвообразующие породы для современных почв. Но как литологический компонент в виде слоев в полилитогенных почвах они встречаются достаточно часто. Обычные почвообразующие породы: крупнообломочные, пески, суглинки, глины. По вычислениям ряда исследователей, глинистые породы занимают от 53 до 80% площади суши, занятой осадочными породами, песчаные – 11–22%, карбонатные – 5–20%. Е.В. Рухин предлагает сле-

дующие соотношения глинистых, песчаных и карбонатных пород: 50–30–20%. Одно из основных свойств почвообразующей породы – ее гранулометрический состав (табл. 2.7). В старых русских работах его называют механическим составом. В работах западных почвоведов гранулометрический состав почв обозначают термином текстура почв.

Таблица 2.7. Классификация пород по гранулометрическому составу

Порода	Содержание частиц с эффективным диаметром <0,01 мм, в % от массы	Удельная поверхность почв, $м^2/г$ (по сорбированной воде)
песок рыхлый	0–5	<20
песок связанный	5–10	20–24
супесь	10–20	25–45
суглинок легкий	20–30	35–70
суглинок средний	30–40	55–90
суглинок тяжелый	40–50	70–115
глина легкая	50–65	90–120
глина средняя	65–80	100–130
глина тяжелая	>80	>120

Существует полевой метод определения гранулометрического состава: по скатыванию почв (субстрата) в тонкий шнурок: тонкий шнурок – глина, совсем не скатывается в шнурок – песок.

Из лабораторных методов пока основной способ – разделение частиц породы по скорости их падения в воде. При этом диаметр частиц приравнивается к диаметру сферических частиц, падающих с такой же скоростью. Его называют эффективным диаметром частицы.

Гранулометрический состав пород определяет многие их физические свойства: плотность, порозность (пористость), водопроницаемость, фильтрацию, влагоемкость и пр. Гранулометрический состав определяет удельную поверхность почв (суммарная поверхность всех частиц породы, почвы, составляющих ее массу в 1 г) (рис.2.1) и, следовательно, влияет на гумусонакопление, питание растений, обменные реакции в почве. Известно, что уменьшение размера частиц, составляющих массу породы, приводит к увеличению ее суммарной удельной поверхности (табл. 2.7, 2.8, рис 2.2.)

Таблица 2.8. Удельная поверхность гранулометрических фракций осадочных пород (по И. Либероту)

Гранулометрическая фракция	Средний эффективный диаметр, мм	Удельная поверхность, $см^2/см^3$	Количество частиц, шт/л
средние камни	100	0,6	10^0
мелкие камни (хрящ)	10	6	10^3
крупный песок	1	60	10^6
тонкий песок	0,1	600	10^9
средняя пыль	0,01	6000	10^{12}
ил	0,001	60000	10^{15}

Рис. 2.1. Зависимость удельной поверхности горной породы от содержания в ней физической глины (частиц < 0,01мм)

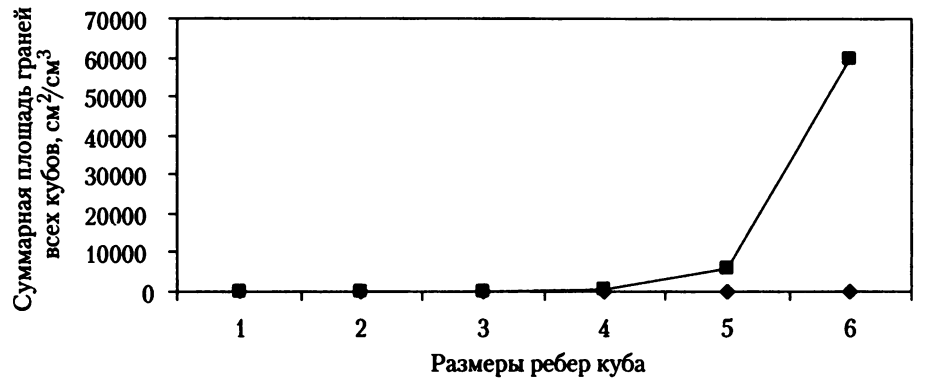

Рис. 2.2. Зависимость суммарной площади граней куба от величины его ребер (мм): 1 – 100; 2 – 10; 3 – 1; 4 – 0,1; 5 – 0,01; 6 – 0,001

Из приведенных данных видно, что в основном удельная поверхность рыхлых осадочных пород определяется содержанием илистых частиц. Но удельная поверхность илистых частиц также зависит от минерального состава глин, поскольку разные минералы, обладая даже одинаковым размером частиц, имеют разную удельную их поверхность (табл. 2.9).

В зависимости от преобладания в глинах тех или иных минералов их удельная поверхность, емкость поглощения, пластичность могут существенно варьировать. (Пластичность – диапазон влажности, в % от массы, при котором порода или почва формуется между нижней границы скатывания в шнур и границей текучести).

Другие физические свойства почвообразующих пород (следовательно, и почвы) также в первую очередь определяются их гранулометрическим составом (табл. 2.10).

Слоистость осадочных пород создает ряд новых свойств у субстратов, меняя водопроницаемость и водоподъемную способность отложений. Поэтому важно установить, чем определяется разнородность слоев, составляющих почвы: их генезисом или унаследованностью от осадочных пород.

Таблица 2.9. Удельная поверхность и катионная емкость поглощения глинистых минералов

Минерал	Удельная поверхность, $м^2$/100 г	Емкость, мг-экв/100 г	Число пластичности
каолинит	11	2–10	5
мусковит	12	11	–
атапульгит	20	18–22	60
иллит	20–40	13–42	5–25
нонтронит	40–70	57–64	–
сапонит	60–100	69–81	–
монтмориллонит	310	80–150	37–600
биотит	15	3	–
вермикулит	300–360	100–150	–

Примечание. Прочерк – нет данных.

Представляя собою современную кору выветривания, рыхлые почвообразующие породы – это или коренной элювий (продукты выветривания плотных пород, оставшиеся на месте) или переотложенная кора выветривания (осадочные отложения). Среди переотложенных осадочных пород различают аллювий (отложения рек), пролювий (выносы горных рек), делювий (смыв со склонов, отложения у подножия склона), коллювий (рыхлый материал, проникающий в трещины), лимний (озерные отложения). К ним же относят эоловые отложения (перевеянные пески, лессы). Большую группу осадочных пород составляют моренные отложения и связанные с ними зандровые (песчаные) поля, покровные суглинки. Осадочные породы могут содержать самые разные минералы. Изверженные породы (магматические) содержат первичные минералы. В случае выветривания и метасоматоза образуются вторичные минералы. Почвы наследуют первичные и вторичные минералы от почвообразующих пород, но в процессах почвообразования происходит изменение этих минералов.

А.А. Роде предлагал выделять отдельно почвенные вторичные минералы. Такими минералами могут быть: почвенный хлорит (Т.А. Соколова), оксиды и гидроксиды железа (В.Ф. Бабанин, Ю.Н. Водяницкий и др.). Состав минералов широко варьирует (табл. 2.11), поэтому по валовому составу почв можно лишь предполагать наличие тех или иных минералов.

Горные породы и неоднородность почв

Разнообразие горных пород и минералов, высокая изменчивость их свойств приводят к тому, что состав и свойства образующихся из осадочных пород почв сильно варьируют. В почве можно встретить разные по составу участки, слои. К тому же в почве одновременно идут два процесса: гомогенизация субстрата и дифференциация его на горизонты. Гомогенизация связана, в основном, с педотурбациями, в том числе с роющей деятельностью животных.

Дифференциация определяется процессами гумусонакопления, выщелачивания, растворения, выноса соединений из верхней части профиля и отложения его в средней и нижней частях. Одним из сложных процессов, сопряженных

Таблица 2.10. Физические свойства разных почвообразующих пород

Породы	Плотность	Порозность	Предельная полевая влагоемкость, %	Высота капиллярного подъема, см	Коэффициент фильтрации, м/сутки	Водоотдача метрового слоя, мм
торф верховой	0,08–0,13	90–95	65–70	60–70	0,0–0,9	2–10
торф низинный	0,20–0,30	80–90	55–60	60–90	0,01–10	8–14
песок мелкозернистый	1,6–1,7	35–40	12–18	10–20	0,1– 10	10–20
супесь	1,4–1,6	40–45	15–20	40–60	0,1–10	6–15
суглинок	1,2–1,5	45–50	25–30	100–150	0,001–0,9	1–6
глина	1,1–1,9	50–60	40–60	200–300	0,001–0,09	0,07–0,05
вулканические пеплы	0,7	70	30	10–20	3,5	>30

Таблица 2.11. Валовой состав некоторых минералов, % на прокаленную навеску

Минерал	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
каолинит	43–46	37–40	0,5–1,4	1,16	0,07	0,06	1,16	0,11
галлуазит	40–44	35–39	0,04–0,40	0,3	0,30	0,06–0,8	0,20	0,30
хлорит	20–50	15	0,5–20	0,03	1,9–50	0,07	0,17	0,17
шамозит	30	25	7,7	35	33	3,3	–	–
монтмориллонит	44–45	14–31	0,06–7	0,1–1,4	0,05–7,8	0,16	3,0	–
вермикулит	32	7–18	2,8–7,7	0,14	22–28	0,02–1,9	0,3	0,5
накрит	44–46	39	0,05–0,53	–	0,19	0,13	–	–

Примечание. Прочерк – нет данных.

с генезисом почв, следует считать процесс бергинизации, названный так по имени Л.С. Берга, впервые описавшего его. Процесс заключается в том, что при медленном поступлении мелкозема в БГЦ он попадает на поверхность почвы (вместе с растительными остатками) и осваивается почвенной биотой. В результате этого мелкозем обогащается органическим веществом, агрегируется, приобретает свойства гумусового горизонта почв (А1). Постепенно, погребаясь под новыми порциями мелкозема, бергинизированный материал нарастает кверху. Зато в нижних слоях профиля часть гумуса минерализуется, и его содержание уменьшается. В результате образуется достаточно мощный гумусовый профиль. Таким путем формируются многие намытые почвы, а также почвы с эоловым приносом материала.

Строение профиля зависит от интенсивности поступления материала, исходной его гумусированности, степени гумусирования в почве, скорости сработки (окисления) гумуса при погребении, т.е. от комплекса зональных параметров. Процесс бергинизации также зонален, как зональны процессы формирования пойменных почв (Г.В. Добровольский, Б.В. Шеремет), песчаных почв (А.Г. Гаель, Л.Ф. Смирнова), вулканических почв (С.В. Зонн; И.А. Соколов).

Итак, на процесс бергинизации, связанный с накоплением и переработкой растениями мелкозема, влияют рельеф, климат, растения и животные, т.е. все выделенные В.В. Докучаевым факторы почвообразования, и законы формирования почвенного профиля на фоне геологической слоистости отложений остаются те же, что и при формировании "нормальных" почв на элювии.

Схема преобразования породы в почву

В итоге можно предложить следующую схему превращения горных пород в почву (рис. 2.3). Плотные породы, разрушаясь, образуют сначала щебнистый элювий, в котором при дальнейшем выветривании накапливается мелкозем, и формируется примитивная щебнистая почва, эволюционирующая затем в зональную. Плотные породы могут рассыпаться на крупные глыбы и камни диаметром до 1 м и больше. В этом случае между камнями формируется подстилка из мелкого осадочного материала и опада деревьев, на которой поселяются растения. Последние скапливают около себя пыль, заполняя постепенно трещины. Сначала формируются курумоземы (камни, перекрытые подстилкой и другими органогенными горизонтами: дерновым, кустарничково-корневым), а затем он эволюционирует (при приносе мелких частиц) в ранкер (литозем) и уж потом в зональную почву. Литозем – почва непосредственно на плотной породе, где растения используют каждую трещину и углубление.

На рыхлых переотложенных осадочных породах почвы могут формироваться нормальным путем, постепенно осваивая толщу пород. Так образуются, очевидно, подзолистые почвы, дерново-карбонатные, часть бурых лесных почв. Для них характерен профиль АВС. В то же время часть почв формируются при поступлении материала сверху, нарастают кверху. В этом случае профиль почвы можно обозначить А–ABD1–ABD2 и т.д. Почва затем тоже превращается в зональную.

Почвообразование почв ускоряет выветривание (педолиз) подстилающих пород. Педолиз обусловлен тем, что мелкозем плотнее прилегает к камням и энергичнее с ними взаимодействует.

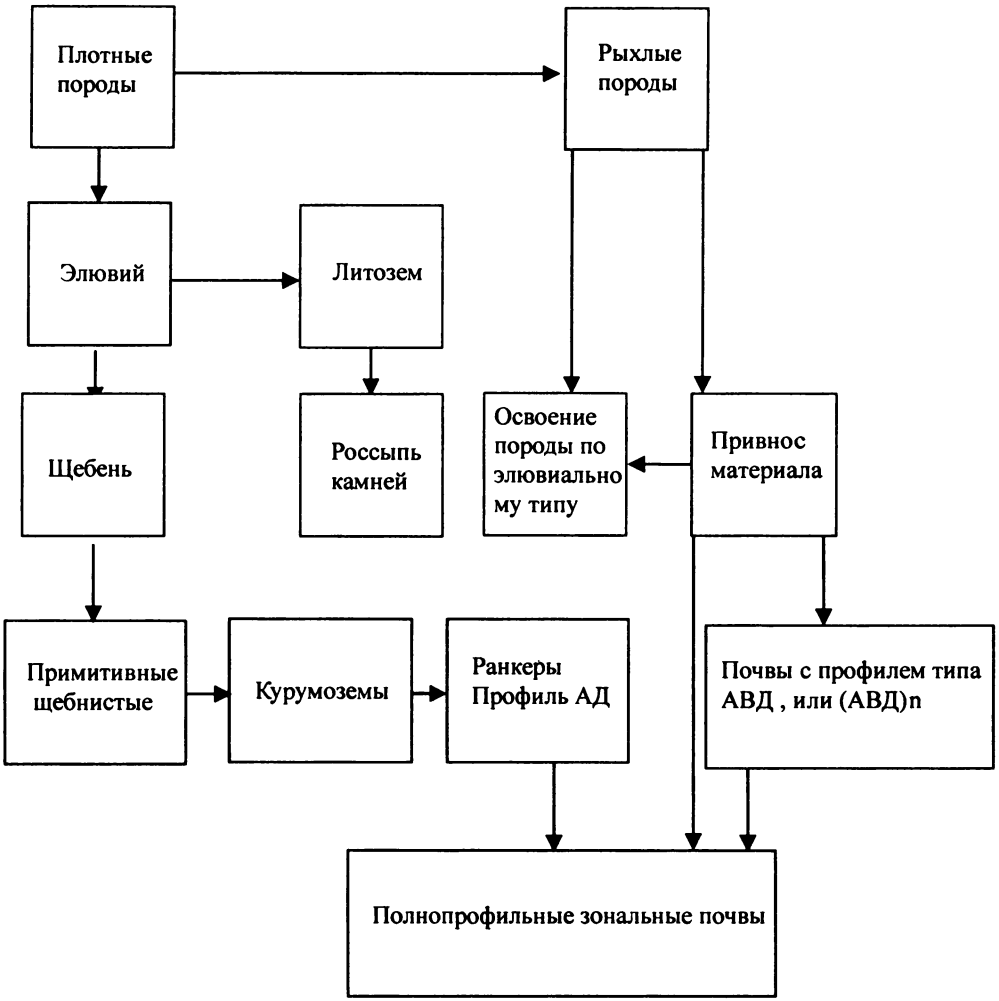

Рис. 2.3. Схема превращения породы в почву

Итак, основными геологическими свойствами, наследуемыми почвами от пород можно считать их гранулометрический и минеральный состав, который определяет ряд экологических функций почв (проникновение корней в почвы, питание растений, водный режим и пр.).

Литература

Бабанин В.Ф., Трухин В.И., Ю Иванов А.В., Карпачевский Л.О., Морозов В.В. Магнетизм почв. М.-Ярославль. 1995.

Берг Л.С. Лесс как продукт выветривания и почвообразования // Почвоведение. 1927. № 2. С. 21–37.

Болиховская Н.С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995.

Вильямс В.Р. Развитие первичного почвообразовательного процесса. Почвоведение. Т. 6. М.: Сельхозгиз, 1949.

Водяницкий Ю.Н., Добровольский В.В. Железистые минералы и тяжелые металлы в почвах. М. 1998.

Ильина Л.С., Кринари Г.А. Эоловый (аэральный) материал в горных лесных почвах ЮжногоУрала // Почвоведение. 1995. № 11. С. 1345–1356.

Макеев А.О., Макеев О.В. Почвы с текстурно-дифференцированным профилем основных криогенных ареалов севера Русской равнины. Пущино. 1989.

Самойлова Е.М. Почвообразующие породы. М.: Изд-во МГУ, 1992.

Соколова Т.С., Дронова Т.Я. О диагностике и механизме процесса оглинивания в некоторых типах почв // Почвоведение. 1983. № 7. С. 16–25.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Яншин А.Л. Возникновение проблемы эволюции геологических процессов. В кн.: Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993.

Глава 3
Строение почвы как природного тела

Как всякое самостоятельное тело почвы имеют свой облик, свое строение, свои свойства. Часть этих свойств унаследована от почвообразующих пород. Но ряд свойств характерны только для почв, они позволяют отличить почву от других природных тел. В первую очередь почва имеет свой профиль: совокупность почвенных слоев – горизонтов, образующих разные профили почв (в зависимости от условий залегания почв). Именно выделение профиля почвы отличало подход В.В. Докучаева от подходов агрогеологов (в частности, Г. Беренда).

Профиль почвы

В естественных экосистемах обычно заметен горизонт на поверхности почвы, состоящий из растительных остатков (травяной войлок, лесная подстилка из листьев и (или) хвои).

Под растительным войлоком, опадом, лесной подстилкой формируется горизонт, в котором скапливаются растительные остатки (детрит), перегной, гумус. Часто горизонт пронизан корнями травяных растений или мелких кустарничков. Когда корней нет, его называют перегнойным и обозначают АО, когда же он пронизан корнями травяных растений, то его называют дерновым и обозначают Ад. В случае если горизонт пронизан корнями мелких кустарничков, его можно назвать кустарничково-корневым аккумулятивным горизонтом (Акк). Обычно ниже залегает горизонт А1. Лишь у северных почв – подзолов вместо А1 формируется горизонт А2 (или по современному обозначению Е-элювиальный, горизонт вымывания, из которого выносятся соединения железа, кальция и др.). Ниже горизонта А и, если он есть, горизонта А2 (Е) расположен горизонт В. Он считается переходным к материнской породе, иллювиальным, а если в нем содержатся соединения железа, гумус, то гумусо-железисто-иллювиальным. Ниже горизонта В залегает горизонт С – почти незатронутая почвообразованием порода. В зависимости от климатической зоны горизонт С может не содержать карбонаты кальция (умеренно-холодный пояс), или быть карбонатным (умеренно-теплый пояс, степи), или даже содержать гипс (сухие степи) и растворимые соли (сухие степи, пустыни).

В зависимости от особенностей горизонта к его заглавному индексу добавляют другие строчные индексы: f – обогащенный соединениями железа, h – содержащий гумус, m – обогащенный илом, Са – содержащий карбонаты и пр. Кроме того, вводят сложные обозначения для переходных горизонтов: АВ, ВС – между ясно выраженными основными горизонтами. Если почвенный профиль подстилается другой породой, отличающейся от почвообразующей, то ее обозначают как горизонт D. Приведенное строение почвенного профиля характерно для так называемых минеральных почв, основного компонента почвенного покрова суши. Но в природе широко распространены также органогенные почвы, торфянистые и торфяники. Они сложены торфом, который обозначается буквой Т. В случае, если поверхност-

ный торфяной горизонт имеет мощность не более 30 см, почву называют торфянистой, при мощности от 30 до 50 см – торфяной, свыше 50 см – торфяником. Ниже приводится список диагностических горизонтов, выделяемых в классификации почв России (Л.Л. Шишов, В.Д. Тонконогов, И.Н. Лебедева), в целях выявления классификационного положения почвы. Как правило, во всех классификациях мира выделение горизонтов, тем более диагностических, одинаково и в этом одно из главных достижений Докучаевской школы.

Диагностические горизонты почвы

Почва подразделяется на следующие естественные горизонты.

0 – *подстилка*. Поверхностный органогенный слой мощностью до 10 см. Состоит из остатков растений и в меньшей степени животных. Содержание органического вещества – более 35%. Делится на 3 подгоризонта: 01 – опад, неразрушенные листья и хвоя; 02 – труха, слой состоит из разрушенного материала, фрагментов листьев, хвои, веток, часто его называют ферментативным; 03 – состоит из перегноя, в который превратились все растительные остатки, в зарубежных классификациях его называют слоем гумусирования.

T – *торфяный*. Органический материал, степень разложения не больше 45%. Содержание органического вещества >35%. Мощность слоя более 10 см. В течение большей части вегетационного периода насыщен водой.

TJ – *сухоторфянистый*. Законсервированные остатки растений, скрепленные корнями травянистых растений (дерново-сухоторфянистый) или корнями кустарничков – багульник, карликовая береза, черника (кустарничково-корневой сухоторфянистый); большую часть вегетационного периода слой находится в сухом состоянии, разложен на 45% и меньше; горизонт содержит больше 35% органического вещества.

TR – *торфяно-минеральный*. Торфяной горизонт с линзами и прослойками минерального субстрата. Зольность субстрата >30%.

TO – *торф олиготрофный, или сфагновый*. Зольность ниже 10%.

TE – *торф эутрофный*. Зольность больше 10%, состоит из разных растительных остатков, в которых сфагновые мхи не преобладает.

H – *перегнойный*. Темно-коричневый до черного, мажущийся, органическое вещество утратило свою форму, его содержание 20–35% от массы.

AT – *грубогумусовый*. Органические остатки разной степени разложения (<35%) в смеси с минеральным субстратом. Можно выделить два вида этого горизонта: дерновый, пронизанный корнями трав, и кустарничково-корневой, пронизанный корнями мелких кустарничков (брусника, голубика, карликовая береза).

AY – *светлогумусовый*. Светло-серого, буровато-серого цвета, гумус фульватный или гуматно-фульватный.

AU – *темногумусовый*. Серый до черного с бурым или коричневым оттенком. Гумус – фульватно-гуматный или гуматный.

W – *органогенный слаборазвитый* (гумусовый, грубогумусовый) мощностью до 5 см.

E – *белесый до белого*. Не агрегирован, или состоит из пластинчатых, листоватых, чешуйчатых агрегатов. Часто пластинки разламываются на более тонкие, при этом на нижней поверхности пластинок – более темная окраска (из-за мик-

роортштейнов). Обычно более легкого гранулометрического состава, чем нижележащий горизонт (в песчаных почвах это не всегда заметно).

EL – *элювиальный.* Отличается от E более темной окраской (сероватой, палевой, буроватой). Может содержать гумус до 1,5%.

AE (в последней классификации обозначают AEL) – *гумусово-элювиальный.* Светло-серый, серый, содержит больше 1,5% гумуса, комковатый, комки могут разламываться на пластинки.

BHF – *гумусово-железисто-иллювиальный, или альфегумусовый.* Обогащен соединениями железа и гумусом. Много кутан и пленок по призмовидным агрегатам и минеральным зернам. Кофейно-коричневого или желто-охристого цвета.

BT – *текстурный.* Бурый или коричнево-бурый. Ореховатые, ореховато-призматические и призматические агрегаты. На призматических агрегатах обычно хорошо выражены кутаны. Иногда кутаны прекрываются скелетанами ("кремнеземистой присыпкой"). Содержание ила в 1,4 раза больше, чем в верхнем элювиальном горизонте.

BI – *илисто-иллювиальный.* Отношение ила к содержанию его в горизонте E меньше 1,4.

BM – *метаморфизованный горизонт.* Бурого, коричневого цвета, отличающийся от вышележащего обычно большим содержанием гумуса при отсутствии следов элювиирования в вышележащем слое. Иногда называется горизонтом внутрипочвенного выветривания, сиаллитного выветривания.

BCA – *аккумулятивно-карбонатный.* Палевый или буровато-палевый. Содержит максимальное количество карбонатов (не считая подстилающую карбонатную породу). Карбонаты представлены белоглазкой, псевдомицелием, прожилками и т.п.

BSN – *солонцовый.* Столбчатые агрегаты тяжелого гранулометрического состава, часто выражены кутаны. Могут распадаться на призмы с кутанами по граням. При более легком гранулометрическом составе представлен ореховато-призматическими агрегатами. Обычно обогащен Na (свыше15% от суммы обменных катионов). Щелочная реакция среды.

S – *солончаковый.* Обогащен растворимыми солями (свыше 1% от массы почвы), в сухом состоянии почвы образующие налеты, прожилки, корочки и пр.

V – *слитой.* Тяжелый суглинок или глина, вязкие во влажном состоянии, очень твердые в сухом, плотность – от 1,5 до 1,9. При высыхании образуются широкие и глубокие трещины. В почвенной массе встречаются зеркала скольжения и кутаны набухания.

G – *глеевый.* Более 80% площади горизонта имеют признаки оглеения (синеватую, голубоватую, сизую окраску с локальными ржавыми пятнами).

Q – *криптоглеевый.* Оливковый, грязно-серый или стальной оттенок. Творжистая структура, пропитка гумусом, затвердевшие натеки карбонатов по трещинам.

F – *рудяковый.* Пропитан соединениями железа, образует прослойки, плиту, скопление ортштейнов, занимающих более 50% объема.

ML – *мергель луговой.* Состоит в основном из карбонатов, образующихся при разгрузке кальциевых грунтовых вод.

KR – *криотурбационный.* Видны признаки перемещения почвенных масс в результате замерзания и оттаивания почвы. Обычно тиксотропный, много фрагментов растительных остатков.

RU – горизонт из наноса гумусированного материала.

RY – нанос из негумусированного материала.

Одноименные горизонты разных почв различаются по физическим, химическим и морфологическим признакам. В поле почвенные горизонты в первую очередь выделяются по цвету, затем по структуре, гранулометрическому составу, новообразованиям.

Основные профили почв мира

Сочетание разных горизонтов приводит к формированию различных почвенных профилей, которые можно разделить на две группы – слабо и резко дифференцированные по строению.

К первой группе относятся профили, в которых дифференциация в основном проявляется в распределении органического вещества в почве, в верхней части почвы присутствуют гумусовые горизонты (Ад, Акк, или AT по новой классификации; A1, по новой классификации AY и AU). К этой группе относят черноземы, дерновые, каштановые, бурые и серые лесные почвы, сероземы, ферраллитные почвы (красноземы). Гумусовый горизонт в этих почвах плавно переходит в горизонт АВ, а затем сменяется В. Они различаются мощностью гумусовых горизонтов. Так, в черноземах мощность горизонтов А+АВ достигает 70–120 и даже 200 см (в кубанских черноземах). Напротив, в самых маломощных почвах недифференцированного типа, в сероземах, мощность гумусового горизонта едва достигает 10–15 см. Другие почвы дифференцированы по структуре. Так, солонцы характеризуются горизонтом В столбчатой структуры, над котором залегает горизонт А1 с неясной листовато-пластинчатой структурой. Для подзолистых почв и солодей характерен горизонт А2 (Е), элювиальный, обедненный илом. Именно эти почвы дифференцированы по гранулометрическому составу – более легкие горизонты А1 и А2 (Е) подстилаются горизонтом В более тяжелого гранулометрического состава. Иногда, в почти недифференцированных серых лесных, или по новой номенклатуре серых почвах, появляется белая присыпка (ее называют кремнеземной, хотя на самом деле она состоит не только из кремнезема, но и из зерен полевых шпатов и других минералов). Дифференцированы по цвету и часто по гранулометрическому составу почвы с глеевым горизонтом. Многие исследователи отмечают, что у некоторых бурых лесных и коричневых почв на глубине 40–60 см залегает метаморфический горизонт, более тяжелый по гранулометрическому составу, чем верхние горизонты, хотя по цвету толща этих почв почти не дифференцирована. Друг от друга почвы в первую очередь отличаются морфологическими свойствами, а затем уже физическими и химическими, что позволяет относить их к разным типам, подтипам, родам и видам.

Морфологические свойства почв

В поле почвенные горизонты в первую очередь выделяются по цвету, затем по структуре, гранулометрическому составу, новообразованиям.

Цвет почвы всегда был первым признаком, на который обращали внимание почвоведы. Именно по цветовому признаку были выделены такие почвы, как чернозем, подзол, краснозем, серые лесные, каштановые, бурые, палево-подзолистые, терра-росса (красноцветные почвы субтропиков и теплого умеренного пояса на известняках, красно-бурые почвы), терра-фуска (бурая почва на

известняках), подбуры, сероземы, коричневые и пр. Цвет почвы зависит от минералов, составляющих почву, степени ее дисперсности, содержания гумуса, формы соединений железа. Так, многие алюмосиликаты и силикаты определяют светлые тона почвы (полевые шпаты, кварц, другие оксиды кремния). Гумус и соединения марганца создают в почве серые и темно-серые тона, так же, как влажный торф. Высохший торф приобретает бурую окраску. Коричневый и бурый цвета в почве обусловлены гумусом, растительными остатками, соединениями железа типа аморфной гидроокиси, гетитом, особенно если соединения железа образуют пленки на других минеральных зернах. Красный оттенок (цвет) в почве связан с соединениями железа: гематитом, ферригидритом. Охристые тона также обусловлены соединениями железа (аморфные гидроокиси, тонкодисперсный гетит). Для более объективного определения цвета почвы в настоящее время используют шкалу Манселла (табл 3.1).

Таблица 3.1. Шкалы Манселла и традиционные названия цветов.

<table>
<tr><td rowspan="2">Яркость, value</td><td rowspan="2">Тон, chroma</td><td colspan="7">Основной цвет почвы, hue</td></tr>
<tr><td>10YR</td><td>2,5YR</td><td>5YR</td><td>7,5YR</td><td>10YR</td><td>2,5Y</td><td>5Y</td></tr>
<tr><td>1</td><td>2</td><td>3</td><td>4</td><td>5</td><td>6</td><td>7</td><td>8</td><td>9</td></tr>
<tr><td>8/-</td><td>1(0)</td><td>-</td><td>-</td><td>белый</td><td>белый</td><td>белый</td><td>белый</td><td>белый</td></tr>
<tr><td></td><td>2</td><td>-</td><td>-</td><td>белый</td><td>розовато-белый</td><td>белый</td><td>белый</td><td>белый</td></tr>
<tr><td></td><td>3</td><td>-</td><td>-</td><td rowspan="2">бледно-желтый</td><td rowspan="2">розовый</td><td rowspan="2">бледно-бурый</td><td>-</td><td rowspan="2">бледно желтый</td></tr>
<tr><td></td><td>4</td><td>-</td><td>-</td><td>бледно-желтый</td></tr>
<tr><td></td><td>6</td><td>-</td><td>-</td><td rowspan="2">желтый</td><td rowspan="2">красно-желтый</td><td rowspan="2">желтый</td><td rowspan="2">желтый</td><td rowspan="2">желтый</td></tr>
<tr><td></td><td>8</td><td>-</td><td>-</td></tr>
<tr><td rowspan="2">7/-</td><td>1(0)</td><td>-</td><td>-</td><td rowspan="2">светло-серый</td><td>светло-серый</td><td rowspan="2">светло-серый</td><td rowspan="2">светло-серый</td><td>светло-серый</td></tr>
<tr><td></td><td>2</td><td>-</td><td>-</td><td>розово-серый.</td><td>светло-оливково-серый</td></tr>
<tr><td></td><td>3</td><td>-</td><td>-</td><td rowspan="2">бледно-желтый</td><td>-</td><td rowspan="2">бледно-бурый</td><td>-</td><td rowspan="2">бледно-желтый</td></tr>
<tr><td></td><td>4</td><td>-</td><td>-</td><td>розовый</td><td>бледо-желтый</td></tr>
<tr><td></td><td>6</td><td>-</td><td>-</td><td rowspan="2">желтый</td><td rowspan="2">красно-желтый</td><td rowspan="2">желтый</td><td rowspan="2">желтый</td><td rowspan="2">желтый</td></tr>
<tr><td></td><td>8</td><td>-</td><td></td></tr>
<tr><td>6/-</td><td>1(0)</td><td>красно-серый</td><td>серый</td><td>серый</td><td>серый</td><td>серый</td><td>серый</td><td>светло-серый</td></tr>
<tr><td></td><td>2</td><td rowspan="3">бледно-красный</td><td>бледно-красный</td><td>светло-оливково-серый</td><td>розово-серый</td><td>светло-буро-серый</td><td>светло-буро-серый</td><td>светло-оливково-серый</td></tr>
<tr><td></td><td>3</td><td>-</td><td rowspan="2">бледно-оливковый</td><td>нет</td><td>бледно-бурый</td><td>светло-буро-серый</td><td rowspan="2">бледно-оливковый</td></tr>
<tr><td></td><td>4</td><td>светло-красно-бурый</td><td>светло-бурый</td><td>светло-желто-бурый</td><td>светло-желто-бурый</td></tr>
</table>

Продолжение табл. 3.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
	6	светло-красный	светло-красный	оливково-желтый	красно-желтый	буро-желтый	оливково-желтый	оливково-желтый
	8							
5/-	1	красно-серый	серый	серый	серый	серый	серый	серый
	2	слабо-красный	слабо-красный	оливково-серый	бурый	серо-бурый	серо-бурый	оливково-серый
	3		-	оливковый		бурый	-	оливковый
	4		красно.-бурый			желто-бурый	светло-оливково-бурый	
	6	красный	красный		интенсивно бурый			
4/-	1	темно-красно-серый	темно-серый	темно-серый	темно-серый	темно-серый	темно-серый	темно-серый
	2	слабо-красный	слабо-красный	оливково-серый	бурый	темно-серо-бурый	темно-серо-бурый	одивково-серый
	3		-	оливковый		бурый	темно-серобурый	оливково-серый
	4		красно-бурый				-	оливковый
	6	красный	красный	-	интенсивно бурый	темно-желто-бурый	оливково-бурый	
3/	1	темно-красно-серый	темно-серый	темно-серый	темно-серый-	темно-серый	темно-серый	черный
	2	интенсивно красный	интенсивно красный	темно-оливково-серый	бурый	темный серо-бурый	темный серо-бурый	
	3	темно-красный	темно-красный	-		темно-бурый	-	
2/-	0	красно-черн	черный	черный	черный	темно-желто-бурый	черный	-
	2	интенсивно красный	интенсивно красный	-	темно-бурый	черный	-	-
	4	-	темно-красно-бурый	-	-	темно-бурый	-	-
	6	темно-красный	темно-красный	-	-		-	-

Примечание. Прочерк – цвета и индекс не сочетаются.

В системе Манселла выделяют три важных параметра: цвет (hue), яркость (value), тон (chroma). Цвет почвы ранжируется от красного (R) до желтого (Y). Красный цвет без желтого в этой системе обозначается 10R, красно-желтые и желто-красные цветовые смеси при нарастании желтизны имеют символы: 0YR (равен 10R); 2,5YR; 5YR; 7,5YR; 10YR (равнозначен 10Y), 2,5 Y; 5Y. Яркость ранжируется фактически по поглощению и отражению света – от черного (1) до белого (8). Аналогично ранжируется тон цвета (бледный, интенсивный и т.п.) – от 1 до 8. Общая формула выглядит так: цвет – яркость – тон, или 10R 6/4, где 6 – яркость, 4 – тон. Ниже приводится сводная таблица (3.1) оценки цветов в обычной форме и по шкале Манселла. При переводе цветовых терминов использовали следующие термины: pale – бледный, light – светлый, weak – слабый, dark – темный , dusky – интенсивный.

Ниже дается сравнительная таблица для цвета почвенных горизонтов, используемых при диагностике российских почв, и соответствующие им индексы Манселла (табл. 3.2)

Таблица 3.2. Сравнение традиционных цветовых признаков почв и шкалы Манселла

Цвет почвы	Индекс по Манселлу						
	10YR	2,5YR	5YR	7,5YR	10YR	2,5Y	5Y
белый	–	–	8/1..2	8/1	8/1..2	8/1..2	8/1..2
розовато-белый	–	–	–	8/2..3	–	–	–
желтый	–	–	8/6.	8/6, 7/6.	8/6	8/6, 7/6.	8/6
палевый, розово-желтый	–	8/3..4, 8/6..8	–	–	–	–	–
светло-серый	–	6/1, 5/1					
темно-серый	–	–	4/1				
темно-серо-бурый	–	–	–	–	4/2	4/2	–
серо-бурый	–	–	–	–	5/2	5/2	–
бурый	–	–	–	4/2, 5/1	5/3	–	–
темно-бурый	–	–	–	5/6	4/6	–	–
коричневый	–	5/4, 4/4	–	–	–	–	–
красный	4/6, 3/1, 3/3		–	–	–	–	–
черный	2/0			–	2/0	3/0	3/3

Примечание. Прочерк – цвета и индекс не сочетаются.

Также используют отражающую способность почв для оценки как цвета, так и содержания в почве отдельных компонентов (гумуса, соединений железа).

Один из самых надежных диагностических признаков строения почв – характер агрегатов, на которые делится почвенная масса. В почвах встречаются следующие по формам и размерам агрегаты: комки, глыбы (свойственны пашням, пахотному слою), порошистые, зернистые, ореховатые, крупноореховатые, призмовидные, столбчатые, плитчатые чешуйчатые (табл. 3.3).Кроме того, в почвах встречаются такие структурные элементы, как новообразования (ортштейны, карбонатные стяжения).

В песчаных и слитых почвах агрегаты отсутствуют. Такие почвы называют неагрегированными. Для суглинистых и более тяжелых почв свойственны микроагрегаты размером 0,25–0,1мм.

Таблица 3.3. Группы и виды почвенных агрегатов (по С.А. Захарову)

№ группы	Группы агрегатов	Особенности строения	Виды агрегатов	Размеры агрегатов, мм
Кубовидная – равномерное развитие по трем осям				
I	глыбистая	грани и ребра плохо выражены	крупноглыбистые	>100
			мелкоглыбистые	100–50
II	комковатая	то же	крупнокомковатые	50–30
			среднекомковатые	30–10
			мелкокомковатые	10–0,5
III	пылеватая	то же	пылеватые	<0,5
IV	ореховатая	грани и ребра хорошо выражены, ребра острые, поверхность граней ровная	крупноореховатые	>10
			креховатые	10–7
			мелкоореховатые	7–5
V	зернистая	округлые, грани шероховатые, матовые, иногда гладкие, блестящие	крупнозернистые	5–3
			зернистые (крупитчатые)	3–1
			мелкозернистые-порошистые	1–0,5
Призмовидная – развитие преимущественно по вертикальной оси (размеры по главной оси)				
VI	столбовидная	неправильная форма слабо выраженные грани округлые ребра	крупностолбовидные	>50
			столбовидные	50–30
			мелкостолбовидные	<30
VII	столбчатая	грани и ребра выражены округлый верх	крупностолбчатая	>50
			столбчатая	50–30
			мелкостолбчатая	<30
VIII	призматическая	острые ребра, часто глянцевые грани	крупнопризматические	>50
			призматические	50–30
			мелкопризматические	<30
Плитовидная – развитие преимущественно по горизонтальным осям. (размеры по высоте)				
IX	плитчатая	слоеватая, с горизонтальной "спайностью"	сланцеватые	>5
			плитчтые	5–3
			пластичатые	3-1
			листоватые	<1
X	чешуйчатая	с небольшими изогнутами плоскостями и острыми ребрами	скорлуповатые	>3
			грубочешуйчатые	3–1
			мелкочешуйчатые	<1

Важно представлять, в каких почвах и какие структурные элементы преобладают и на какие элементы структуры природой наложен запрет (табл. 3.4) Естественные агрегаты в морфологии называют педами. Они представляют собой образования, характеризующиеся определенным размером, водоустойчивостью, другими свойствами. При обработке, в пахотном горизонте они переходят в комковато-глыбово-порошистые структурные отдельности. Все агрегаты состоят из элементарных почвенных частиц, но механизмы образования агрегатов из этих частиц пока гипотетичны. Теоретически элементарная почвенная частица – это минерал, обломок породы, их осколки, коллоиды, остатки растений.

Таблица 3.4. Сопряженность типов почв и почвенных агрегатов (агрегатной структуры)

Тип почвы	Горизонт	Плитчатая	Столбчатая	Призмовидная	Ореховатая	Зернистая	Комковатая	Глыбистая	Пылеватая	Микроагрегаты
подзол	E	X	–	–	–	–	X	X	x	–
	B	–	–	X	–	–	–	–	–	X
дерново-подзолистая	A1	X	–	–	–	X	X	X	X	X
	B	–	–	X	–	–	–	X	X	X
солодь	AE	X	–	X	–	–	X	–	X	–
	B	–	–	X	–	–	–	X	–	X
солонец	A	X	–	X	–	–	X	X	X	X
	B	–	X	X	–	–	–	X	–	X
серая лесная	A	–	–	–	X	X	X	–	–	X
	B	–	–	X	X	–	–	–	–	X
чернозем	A	–	–	–	–	X	X	X	X	X
	B	–	–	X	–	X	X	–	–	X
каштановая	A	–	–	–	–	X	X	X	X	X
	B	–	–	X	–	–	–	–	X	X
серозем	A	–	–	–	–	–	X	X	X	X
	B	–	–	X	–	–	X	X	X	X
краснозем	A	–	–	–	–	–	X	X	–	X
	B	–	–	–	–	–	X	X	X	X
бурая лесная	A	–	–	–	X	–	X	X	X	X
	B	–	–	X	–	–	X	X	X	X

Примечание. X – присутствие агрегатов данного типа. Прочерк – см. примечания к табл. 3.2.

Практически их состав и размер определяют после дезагрегации почв (гранулометрический состав). Однако нет уверенности, что все используемые для этого методы дают истинный размер элементарных частиц. Об этом говорят различия в результатах, полученных при использовании разных методов диспергации почв. В естественных почвах размеры и форма агрегатов (педов) – устойчивая характеристика и иногда самая диагностичная. Так, чернозем от темно-серой лесной почвы отличается зернистой структурой агрегатов, в то время как горизонт В темно-серой почвы – ореховатой. Все остальные признаки очень близки, и диапазон их колебаний перекрывают их различия.

В пахотных горизонтах всех типов почв суглинистого гранулометрического состава и выше встречаются комковатые и глыбистые агрегаты. Один из главных факторов, определяющих формирование агрегатов, – их гранулометрический состав. Наличие или отсутствие некоторых агрегатов определяется, кроме типа почвы, ее гранулометрическим составом. Поэтому целесообразно представить зависимость встречаемости агрегатов и других структурных элементов от гранулометрического состава почв (табл. 3.5).

Таблица 3.5. Связь форм структурных элементов и гранулометрического состава почв

Типы структуры и агрегатов	Содержание частиц <0,01 мм, % от массы					
	<10 песок	11–20 супесь	21–30 легкий суглинок	31–40 средний суглинок	41–50 тяжелый суглинок	>50 глина
Неагрегированная почва						
раздельночастичная	X	X	–	–	–	–
пылеватая	–	–	X	X	–	–
слитая	–	–	–	–	X	X
Новообразованные элементы структуры						
трещины	–	–	–	X	X	X
ортштейны	–	X	X	X	X	X
псевдофибры и ортзанды	X	X	X	–	–	–
манганы	–	–	–	X	X	X
пленки вокруг минералов	X	X	X	–	–	-
кутаны	–	–	–	X	X	X
Типы агрегатов						
призматический	–	–	–	X	X	X
креховатый	–	–	–	X	X	X
зеристый	–	–	X	X	X	X
комковатый	–	–	X	X	X	X
глыбистый	–	–	–	X	X	X
плитчатый	–	–	X	X	–	–
чешуйчатый	–	–	X	X	–	–

Примечание. См. примечания к табл. 3.2.

Можно заметить, что в супесчаных и песчаных почвах не образуются кутаны, трещины, ортштейны, не формируются ореховатые, зернистые, столбчатые, призмовидные агрегаты, зато в почвах тяжелосуглинистых и глинистых не встречаются ортзанды, псевдофибры, плитчатые и чешуйчатые агрегаты.

Агрегатное состояние почв играет очень важную экологическую роль в жизни и растений, и животных. Обычно, естественные почвы, как правило, хорошо агрегированы. Исследования показывают, что одним из главных свойств, отличающих почву от почвообразующей породы, – это наличие гумуса и структура: новообразования и агрегаты.

Так, ореховатая структура горизонта В отличает серые лесные почвы от всех других почв, столбчатые агрегаты типичны для солонцов, пластинчатая структура – для подзолистых почв и солодей. Все это позволяет говорить о структуре, как важном диагностическом признаке почв. Распашка почв приводит к разрушению естественной структуры и формированию общей для многих пахотных слоев комковато-глыбистой структуры.

Естественные агрегаты, их называют педами, позволяют корням растений быстро осваивать верхний слой почвы, создают межагрегатные поры, по которым развиваются корни и передвигаются животные. В 30-х гг. после работ А.Г. Дояренко [1963], В.Р. Вильямса [1950] было установлено, что физические свойства почв в значительной степени определяются агрегированностью верхнего слоя. А.И. Ахромейко показал, что влияние агрегатов достаточно противоречиво. Одна и та же почва в естественном состоянии по сравнению с растертым образцом в опыте А.И. Ахромейко способствовала лучшей всхожести семян. Но в условиях вегетационного опыта при постоянной оптимальной влажности почвы урожай на растертых образцах был выше, чем на естественной почве. Отсюда был сделан важный вывод, что агрегированная почва способствует лучшему прорастанию семян, но затем питание растений несколько ухудшается из-за слабого контакта корней с почвой.

Итак, в природе почва легко узнается по строению профиля, цвету горизонтов, агрегированности. На основании этих признаков можно выделить такие почвы, как подзолистые, дерново-подзолистые, серые лесные, черноземы и др.

По морфологии почв можно оценивать их свойства. Так, мощный гумусовый горизонт обычно свидетельствует о высокой продуктивности почв, об их пригодности для зерновых культур. Торфянистые горизонты, так же, как новообразования типа ортштейнов и глеевые горизонты, говорят о временном или постоянном переувлажнении почв. Плотные прослойки показывают, что существует ограничение для проникновения корней в почву. Солевые горизонты свойственны засоленным почвам, столбчатый – солонцам. Обе группы почв обладают низкой продуктивностью.

Морфология почв отражает их химизм, в значительной степени определяет экологические функции почв (проникновение корней, питательный режим, снабжение водой, жизнь педофауны). Цвет почвы также содержит важную генетическую информацию. Так черный цвет свидетельствует о преобладании в почве или гумуса, или соединений марганца. Белый – связан обычно с отмытостью кварцевых зерен от железистых пленок. Бурый – обусловлен присутствием минералов железа и органического вещества. Красный цвет связан с гематитом, ферригидритом и свидетельствует о возможной гидротермальной обработке материала. Голубые и зеленоватые тона обусловлены переувлажнением почвы, ее оглеением. Структурное состояние почв, характер агрегатов с большой вероятностью свидетельствуют о характере использования почв, в том числе, в ближайшем прошлом. Часто именно структурные отдельности позволяют отделить близкие почвы друг от друга (чернозем выщелоченный от темно-серых лесных почв) и т.д. Классификация всех почв начинается с выделения генетических диагностических горизонтов, характеристики почвенного профиля и на основании этих данных отнесения почв к определенному почвенному типу.

Экологическое соответствие почв и произрастающих на них растений можно оценить по таким морфогенетическим свойствам, как залегание прожилков и друз гипса, верхней границе солевого горизонта и пр., что иллюстрируется в табл. 3.6.

Небольшие различия в глубинах залегания почвенных горизонтов (около 10 см) может привести к усыханию таких плодовых деревьев, как персик.

Таблица 3.6. Свойства мучнисто-карбонатных черноземов под здоровыми (1) и усохшими (2) деревьями на участках со здоровыми деревьями персика (по данным Л.Р. Асмаева)

Свойство почвы	1	2
встречаемость, %, прожилок гипса	60	75
верхняя граница прожилок гипса, см	47	38
встречаемость друз гипса, %	14	50
верхняя граница друз гипса, см	135	130
верхняя граница 2-го солевого горизонта, см	100	93

Литература

Вильямс В. Р. Почвоведение. М.: Сельхозгиз, 1950.

Воронин А.Д. Методологические принципы и методическое значение концепции иерархии структурных уровней организации почвы // Вестн. МГУ. Сер. почвоведение. 1979. № 1. С. 3–10.

Герасимова М.И., Губин С.В., Шоба С.А. Микроморфология почв природных зон СССР. Пущино. 1992.

Дояренко А.Г. Избранные сочинения. М.: Колос, 1963.

Дмитриев Е.А. Теоретические и методологические проблемы почвоведения. М.: ГЕОС, 2001.

Дмитриев Е.А., Карпачевский Л.О., Соколова Т.А. и др. Организация дерново-подзолистой почвы и структура лесного БГЦ. В кн.: Структурно-функциональная организация биогеоценозов. М.: Наука, 1980.

Добровольский В.В. Микроморфология новообразований гидроксидов железа и гиббсита в тропических продуктах выветривания. В кн.: Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов. М.: Наука, 1983.

Добровольский Г.В., Шоба С.А. Растровая электронная микроскопия. М.: Изд-во МГУ, 1978.

Захаров С.А. Курс почвоведения. М.-Л.: Госиздат, 1927.

Корнблюм Э.А. Основные уровни морфологической организации почвенной массы // Почвоведение. 1975, №9. С. 36–48.

Корнблюм Э.А., Михайлов И.С., Ногина Н.А., Таргульян В.О. Базовые шкалы свойств морфологических элементов почв. М. 1982.

Почвоведение. Под ред. И.С. Кауричева. М.: Колос, 1982.

Раменский Л.Г. Введение в комплексное почвенно-геоботаническое исследование земель. М.: Сельхозгиз, 1938.

Розанов Б. Г. Генетическая морфология почв. М.: Изд-во МГУ, 1975.

Розанов Б.Г. Морфология почв. М.: Изд-во МГУ, 1983.

Ромашкевич А.И., Герасимова М.И. Микроморфология и диагностика почвообразования. М.: Наука, 1982.

Скворцова Е.Б. Строение порового пространства естественных и антропогенноизмененных почв. Автореф. дисс..... докт. с.-х. наук. М. 1999.

Скворцова Е.Б., Морозов Д.Р. Микроморфометрическая классификация и диагностика строения порового пространства почв // Почвоведение. 1993. № 6. С. 49–56.

Таргульян В.О. Соколова Т.А., Бирина А.Г. и др. Организация, состав и генезис дерново-палево-подзолистой почвы на покровных суглинках. Аналитическое исследование. М. 1974.

Таргульян В.О., Шоба С.А. Микроморфология почв – объем понятия и место в почвоведении // Бюлл. почв. ин-та им. В.В. Докучаева. Вып. 28. 1981. С. 3–5.

Шишов Л.Л., Тонконогов В.Д., Лебедева И.Н. Классификация почв. М.: Изд-во РАСХН, 1997.

Глава 4
Физические свойства почв

Почва состоит из 4-х компонентов: твердой фазы (комплекса минералов), органического вещества, воды и воздуха. Можно как обязательный включить 5-й компонент почвы – почвенную биоту, живые организмы, обитающие в почве. Взаимодействие всех почвенных компонентов приводит к формированию почвенного профиля, определяет плодородие почвы, разные ее свойства, в том числе экологические функции. Наряду с этими компонентами жизнь и эволюция почв определяется также действием факторов почвообразования (почвообразующей породы, климата, рельефа, живых организмов, времени). Очевидно, чтобы понять действие этих факторов следует сначала оценить свойства почв, их различия в зависимости от условий залегания. Одним из главных комплексов свойств почвы можно считать ее физические свойства. К ним относят плотность почвы во влажном и в сухом состоянии, плотность твердой фазы, пористость (синоним – порозность) почвы в ненарушенном состоянии. Реологические свойства (пластичность, сопротивление сдвигу, расклиниванию и сдавливанию, или твердость) также относят к физическим параметрам почвы. Особенности поведения воды в почве и ее физическое взаимодействие с ней (сорбция, движение, характер заполнения пор) выделяют часто как водные свойства почвы. В основе всех этих свойств почвы лежит ее гранулометрический состав.

Гранулометрический состав почвы

Гранулометрический состав почва в основном наследует от почвообразующей породы. Но существуют данные, что некоторые почвенные процессы могут привести к изменению гранулометрического состава почвенных горизонтов. К ним относят процессы лессиважа, оподзоливания, оглеения, метаморфоза. Ниже мы вернемся к этим процессам, сейчас же главное внимание уделим влиянию гранулометрического состава на остальные физические свойства почвы. В почве выделяют агрегаты (микроагрегаты) и элементарные почвенные частицы. Первые представляют собой комбинацию элементарных почвенных частиц, образующуюся в результате их взаимодействия, скрепления каким-либо цементом, клеем. Элементарные почвенные частицы представлены отдельными зернами минералов, обломков пород, коллоидами, в том числе органическими. Из гранулометрического состава обычно исключают карбонаты, гипс, другие новообразования и анализируют собственно мелкозем, измельченный до величины зерен меньше 1 (2) мм. Если почва карбонатная, то ее обрабатывают кислотой для растворения карбонатов. Для дезинтеграции микроагрегатов навеску почвы обрабатывают или ультразвуком, или пирофосфатом Na, или щелочью (NaOH). В свое время был предложен так называемый международный метод обработки почв перекисью водорода для сжигания органического вещества. Такое внимание к методикам лабораторного определения гранулометрического состава почв связано с тем, что изменения в этих мето-

диках могут привести к систематическим изменением в результатах гранулометрического анализа, поэтому сравнивать гранулометрические данные, полученные разными школами, следует очень осторожно. В классификациях разных стран выделяемые фракции часто различаются по размеру слагающих их частиц (табл. 4.1).

Фракции состоят из минеральных зерен, и сам гранулометрический состав во многом определяется минеральным составом породы, так как разные минералы не одинаково поддаются выветриванию. Так, кварц наиболее устойчивый минерал, поэтому обычно он накапливается в крупных фракциях, полевые шпаты преобладают в среднем песке. Как иллюстрацию можно привести распределение минералов по фракциям гранулометрического состава в лессах (табл. 4.2)

Минеральный состав почв, особенно их глинистой фракции, может меняться в зависимости от типа почв (на зональном уровне). Для ряда зональных почв Европейской части России эта закономерность выглядит очень ярко (табл. 4.3)

Особенно четко зональны водорастворимые минералы: карбонаты, гипс, соли натрия и т.п. Они отсутствуют в гумидных и присутствуют, часто в больших количествах, в аридных почвах. На основании содержания разных гранулометрических фракций разработана классификация почв по гранулометрическому составу. Наиболее простая классификация строится по содержанию фракции <0,01мм, получившей название физической глины (табл. 4.4).

Существуют также классификации почв по гранулометрическому составу, учитывающие содержание трех фракций: песка (1(2)–0,05 мм), пыли (0,05–0,001 мм) и глины (ила), частиц размером меньше 0,001 мм. В классификации, принятой в России, построенной на основании содержания физической глины, выделяют две фракции. На последнее место ставят преобладающую фракцию. Наименьшую по содержанию фракцию в название не включают. Почва, содержащая 52% физической глины, 30% ила, 50% пыли и 20% песчаной фракции называется иловато-пылеватая легкая глина.

В зарубежной литературой используют несколько другую классификацию почв по гранулометрическому составу, построенную также на содержании пыли, песка и ила, или глины (табл. 4.5). К глине в этом случае относят частицы с диаметром меньше 2 мкм, к пылеватой фракции частицы размером 2–50мкм и к песчаной фракции частицы диаметром более 50 мкм. Выделяют также тонкую (очень тонкую) и мелкую (тонкую) песчаные фракции (50–100 мкм и 100–250 мкм) Как видно из сравнения двух классификаций, они не всегда совпадают, американская классификация более подробная, и в ней есть две градации почв, отмеченные звездочкой в таблице 4.5, которые выделяются отдельно по содержанию тонких фракций песка.

Однако следует обратить внимание на тот факт, что само определение гранулометрического состава достаточно сложная операция, и полученные данные очень широко варьируют (табл. 4.6). При этом для разных почв и горизонтов степень варьирования (коэффициент вариации) заметно различается. Именно поэтому Н.А. Качинский в последних своих работах предлагал определять гранулометрический состав почв с точностью до целых %.

Как видно, варьирование в содержании фракций достигает очень больших величин. Поэтому оценить изменения в гранулометрическом составе почвы в результате процессов почвообразования очень трудно. Нужны более точные методы оценки гранулометрического состава почвы. Необходимо учитывать другие

Таблица 4.1. Классификация гранулометрических фракций по размеру в разных странах, мкм

Название фракции	Россия	США, Д.С.Х.	ISSS	США. ДА	Англия	Германия	Россия, ИГ
Коллоиды	<0,1	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,25
Ил	<1	<2	<2	<5	<2	<2	<1
Пыль:	1–50	2–50	2–20	5–50	2–60	2–60	1–50
мелкая	1–5	–	–	–	2–6	–	1–5
средняя	5–10	–	–	–	6–20	–	5–10
крупная	10–50	–	–	–	20–60	–	10–50
Песок:	50–1000	50–2000	20–2000	50–2000	60–2000	60–2000	50–2000
тонкий	–	50–100	–	–	–	–	50–100
мелкий	50–250	100–250	20–200	50–250	60–200	60–200	100–250
средний	250–500	250–500	–	–	200–500	200–5000	250–500
крупный	500	500–1000	200–2000	250–2000	500–2000	500–2000	500–1000
грубый	1000	1000–2000		–	–	–	1000–2000
Гравий	>1000	>2000	>2000	>2000	>2000	>2000	>2000

Примечание. Россия – классификация Н.А. Качинского, модифицированная в Почвенном институте им В.В. Докучаева; Д.С.Х. – департамент сельского хозяйства США; ISSS – классификация международного общества охраны почв; ДА – департамент автодорог; Англия – британский стандарт; Германия – немецкий стандарт; Россия, ИГ – классификация, принятая в инженерной геологии в России

Таблица 4.2. Распределение преобладающих минералов в гранулометрических фракциях лесса (по В.П. Ананьеву)

Размер фракции, мм	Минералы
>0,25	кварц
0,25–0,005	кварц, полевые шпаты, кальцит, тяжелые минералы.
0,005–0,001	полевые шпаты, кварц, кальцит, каолинит, гидрослюда
0,001–0,0001	гидрослюда, каолинит, кальцит, монтмориллонит, вторичный кварц
<0,0001	монтмориллонит, гидрослюда, органическое вещество, вторичный кварц

Таблица 4.3. Минеральный состав и основные компоненты почвенных частиц <1 мкм, % от массы фракции (по А.Д. Воронину)

Почва	Горизонт	Гумус, %	Карбонаты и легкорастворимые соли	Группа монтмориллонита	Гидрослюды	Каолинит + хлорит	Кварц и др.
1	2	3	4	5	6	7	8
дерново-сильноподзолистая (Московская обл.)	A1	10	нет	23	26	36	5
	A1 A2	6	“	19	33	32	10
	A2	4	“	15	38	29	14
	B1	1	“	35	31	28	5
чернозем мощный типичный целина (ЦЧЗ Курская обл.)	A1	15	2	27	36	15	5
	B1	11	2	26	35	21	5
	B2	4	12	19	33	27	5
	C1	2	12	24	35	25	2
чернозем обыкновенный (Каменная степь, Воронежская обл.)	A1	14	5	48	25	5	3
	B1	6	4	63	20	5	2
	B2	2	18	50	22	5	3
	B3	1	18	53	21	5	2
каштановая почва (Волгоградская обл.)	A1	5	4	34	53	1	3
	B1	3	5	44	44	2	2
	B2	2	16	34	43	3	2
	C1	1	24	35	35	3	2
	C3	1	15	37	43	3	1
солонец среднестолбчатый (Волгоградская обл.)	A1	6	5	32	44	1	6
	B1	3	7	48	36	1	5
	B2	2	15	42	38	1	3
	C1	1	20	34	42	2	1
	C3	1	16	36	44	2	1
темный серозем (Чаткальская ГМОС)	A1	5	20	25	47	1	2
	A1 B1	2	24	15	56	1	2
	B1	2	24	15	56	1	2
	BC	1	21	22	38	17	1
	C	1	16	15	45	22	1

Таблица 4.4. Классификация почв по гранулометрическому составу

Название почв	Содержание основных фракций, % от массы почвы	
	физическая глина, <0,01 мм	физический песок, >0,01мм
песок рыхлый	0–5	95–100
песок связный	5–10	90–95
супесь	10–20	80–90
суглинок легкий	20–30	70–80
суглинок средний	30–40	60–70
суглинок тяжелый	40–50	50–60
глина легкая	50–65	35 –50
глина средняя	65–80	20–35
глина тяжелая	>80	<20

Таблица 4.5. Американская классификация почв по гранулометрическому составу

Название по гранулометрическому составу, американская и российская номенклатура	Гранулометрические фракции, %		
	Clay(ил) <2мкм	Silt (пыль) 2–50 мкм	Sand (песок) >50 мкм
Sands (пески)	≤10	0–10	85–100
Loamy sands (оглиненный песок), супесь средняя, легкий суглинок	10–15	0–15	70–85
Sandy loam (опесчаненный суглинок), супесь тяжелая, легкий суглинок	15–20	0–15	70–85
Fine sandy loam (тонко-песчаный суглинок), легкий суглинок*			
Very fine sandy loam (очень тонко-песчаный суглинок), легкий суглинок*			
Loam (суглинок), легкий, тяжелый суглинок	5–27	28–50	45–80
Silt loam (пылеватый суглинок), тяжелый суглинок, глина	0–30	73–88	20–45
Silt (пыль), пылеватая глина	0–12	88–100	0–20
Sandy clay loam (опесчаненный и оглиненный суглинок), легкий, тяжелый суглинки	20–36	0–28	45–80
Silty clay loam (пылеватый оглиненный суглинок), пылеватая глина	28–40	60–73	0–20
Clay loam (илистый суглинок), глина	27–40	60–70	20–45
Sandy clay (опесчаненная глина), тяжелый суглинок, глина	36–55	0–20	45–65
Silty clay(глина), глина	40–60	40–60	0–20
Clay	40–100	0–60	0–45

Таблица 4.6. Содержание (%) гранулометрических фракций, (мм) и коэффициенты вариации (V) в некоторых почвах

Почва, горизонт		1–0,05		0,05–0,005		0,05–0,01		<0,005		<0,01		V ила
		%	V	%	V	%	V	%	V	%	V	
1	A1	15	21	63	8	51	1	2	16	34	4	18
	A2	8	7	74	5	60	7	19	9	33	2	9
	A2 B	9	23	60	14	49	14	34	15	45	5	11
2	A	11	20	58	8	44	10	30	10	45	6	6
	A1	11	37	55	5	39	5	33	8	49	3	6
	B	10	8	53	2	38	3	36	3	50	2	4
	BC	10	5	52	2	36	4	36	3	52	2	4
3	A1	6	18	57	12	45	12	37	7	49	2	-
	B	6	84	60	9	47	11	37	9	48	7	-
	BC	5	38	57	3	48	2	38	8	47	3	-
4	A	16	14	71	8	54	5	13	19	30	10	13
	B	12	7	51	12	36	9	37	13	54	5	11
	C	11	16	45	9	3	7	44	7	58	3	5
5	A	12	14	39	9	27	7	39	9	9	13	16
	AB	17	18	39	10	25	16	33	16	11	8	9
	AB	17	13	38	7	71	6	32	10	12	11	14
6	A	17	19	66	5	51	6	17	22	32	11	21
	B1	15	14	54	12	41	14	31	23	45	15	23
	BC	13	15	61	21	47	23	27	46	41	27	64
7	A1	19	9	6	6	50	9	15	20	30	14	18
	AB	15	16	58	12	42	13	27	27	43	11	30
	BC	15	18	58	12	43	25	27	22	42	15	21
8	A1	19	8	67	3	52	7	15	15	29	12	11
	AB	17	9	60	10	46	12	2	25	38	18	26
	BC	16	14	56	7	42	11	29	19	42	14	16

Примечание. 1 – дерново-подзолистая; 2 – чернозем типичный; 3 – темно-каштановая; 4 – серозем; 5 – солонец; 6 – светло-каштановая; 7 – темноцветная западины (лугово-каштановая); 8 – бурая лесная.

свойства, которые функционально связаны с гранулометрическим составом. Но эта прямая функциональная зависимость нарушается тем, что разные почвы различаются по минеральному составу, а для разных минералов функциональная связь между размером их зерен и свойствами разная.

Функциональная зависимость также изменяется в зависимости от содержания в почве гумуса. Некоторые свойства почв, наряду с гранулометрическим составом, определяются гумусом. Поэтому выбор свойств почв, которые могут корректировать даные о гранулометрическом составе, очень актуальная задача.

Гранулометрический состав определяет многие другие свойства почвы, как физические, так и химические. Упаковка частиц создает пористость почв, удельная поверхность зависит от количества илистых частиц, а сама удельная поверхность почв определяет взаимодействие корней растений и почвы, извлечение питательных веществ из почвы, содержание доступной растениям воды и пр. Имен-

но удельная поверхность почв привлекает сейчас внимание исследователей как показатель их гранулометрического состава.

Выше разбиралась зависимость свойств породы от ее гранулометрического состава. Такая же зависимость отмечается и для всех почв (табл. 4.7; рис. 4.1). Плотность почвы также зависит от гранулометрического состава (рис. 4.2).

Таблица 4.7. Изменение физических свойств почв в зависимости от гранулометрического состава

Почва, регион	Горизонт	Гранулометрический состав	Содержание частиц <0,01 мм, %	Плотность	Пористость, %	МГ, %	ВЗ, %	НВ, %
темно-каштановая (Волгоградская обл.)	А	т.с.	53	1,07	60	8,6	11,0	28
	А	с.с.	37	1,20	52	5,5	7,	22
	А	л.с.	28	1,30	50	3,8	5,2	20
	А	сп	16	1,42	48	2,6	4,1	13
чернозем выщелоченный (Молдова)	А	с.с	39	1,20	54	7,2	10,0	–
	В	с.с	39	1,34	53	7,7	17,7	–
	А	т.с	53	1,21	56	7,7	17,1	–
	В	т.с.	54	1,30	50	8,2	12,4	–
	А	л.г.	64	1,19	5	9,4	14,4	–
	В	л.г.	64	1,28	52	10,4	14,0	–
чернозем слитой	А	т.г	72	1,13	56	–	–	–
	В	т.г.	75	1,26	52	–	–	–
чернозем выщелоченный (Западная Сибирь)	А	сп	18	1,21	56	3,8	5,9	20
	В	сп	19	1,46	44	2,3	3,0	12
	А	л.с	23	1,00	60	6,4	7,0	32
	В	л.с.	25	1,30	50	4,5	4,7	15
	А	с.с	41	0,91	65	6,8	8,3	35
	В	с.с.	34	1,19	55	4,5	6,8	22
	А	т.с.	48	0,79	69	12,7	18,3	55
	В	т.с.	60	0,95	65	13,3	19,2	39
	А	л.г.	64	0,70	72	14,9	21,4	57
	В	л.г.	74	1,17	56	12,4	18,1	29
дерновая	АС	п	4	1,50	40	0,3	0,5	5
	В	п	4	–	–	1,5	2,0	–

Примечание. п – песок, сп – супесь, л.с. – легкий суглинок, с.с. – средний суглинок, т.с. – тяжелый суглинок, л.г. – легкая глина, т.г. – тяжелая глина; прочерк – нет данных.

Итак, можно заключить, что гранулометрический состав почв – одно из основных свойств, определяющих многие другие свойства. Он ответственен за такие экологические функции почвы, как распространение растений (освоение почвы корнями), снабжение растений водой и питательными элементами. Напри-

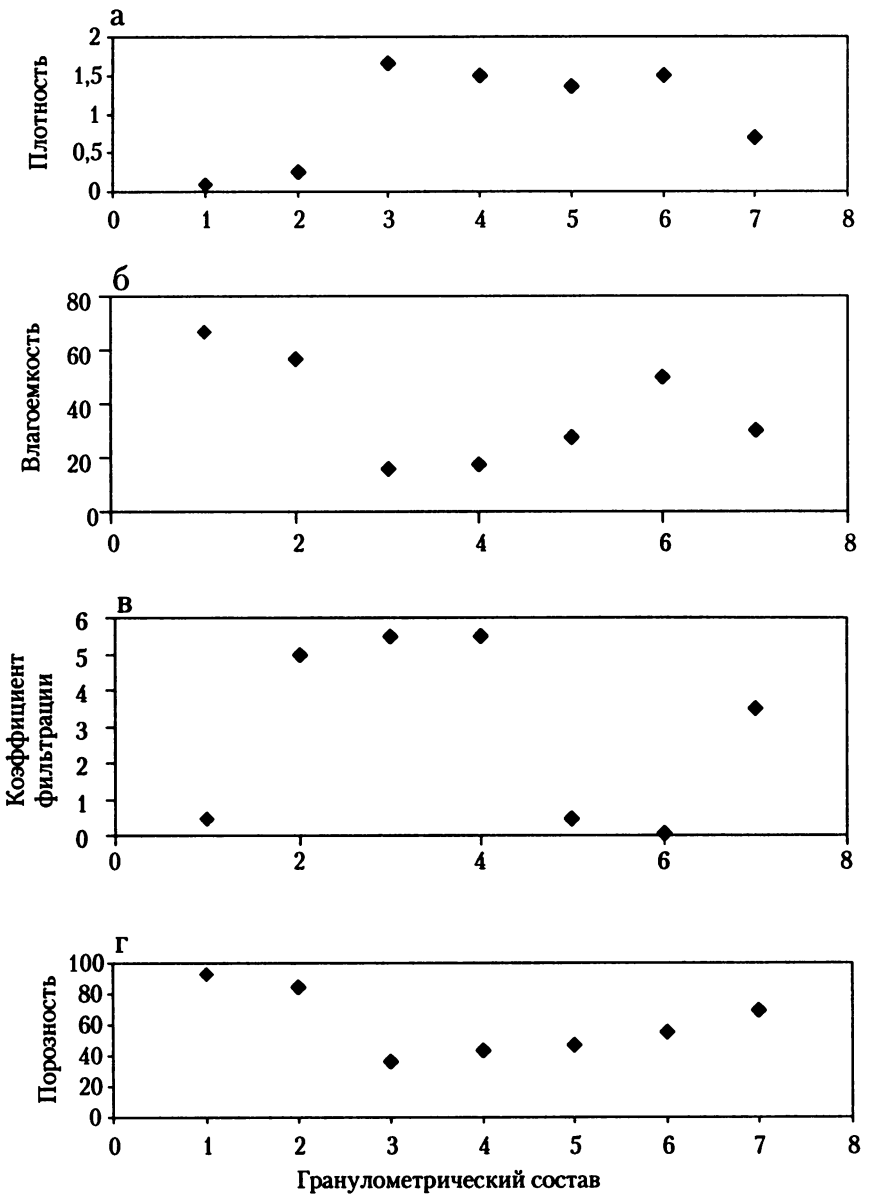

Рис. 4.1. Зависимость разных свойств почвы от содержания ила (%): а – плотность; б – влагоемкость, %; в – коэффициент фильтрации, мм/мин; г – порозность, % от объема. 1– торф верховой, 2 – торф низинный, 3 – песок мелкий, 4 – супесь, 5 – суглинок, 6 – глина, 7 – вулканическая почва

мер, при содержании фракций размером <0,2 мм менее 10% от массы, почвы непригодны для облесения. При содержании этих фракций 10–20% формируются сосняки лишайниковые IV–V бонитета (рис. 4.3). При 20–30% содержания фракций <0,2 мм территорию занимают боры зеленомошники III–IV бонитета; при 30–40% – боры травяные с буком в подлеске II–III бонитета. При содержании фрак-

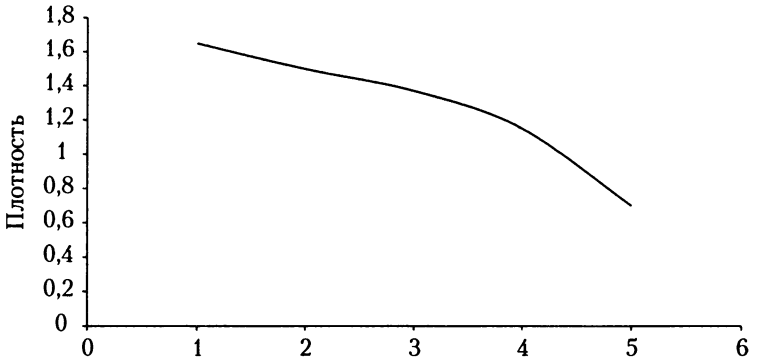

Рис. 4.2. Зависимость плотности почвы от ее гранулометрического состава: 1 – песок; 2 – супесь; 3 – суглинок; 4 – глина; 5 – тефра (вулканические отложения)

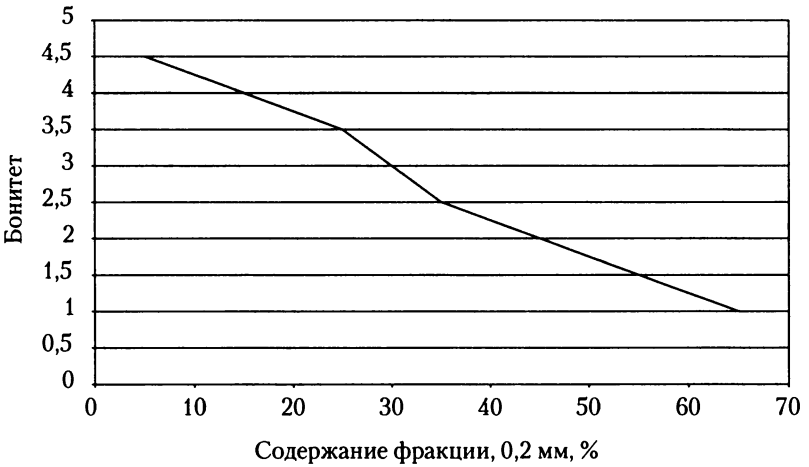

Рис. 4.3. Зависимость бонитета сосны от гранулометрического состава почв

ции < 0,2 мм более 40% от массы почвы формируются сложные боры с дубом и буком во втором ярусе I–II бонитета [Гаель, Смирнова, 1999].

Гранулометрический состав определяет такое важное свойство почвы, как специфическая поверхность, плотность сложения.

Специфическая поверхность почвы

Гранулометрический состав почв, как уже говорилось выше, определяет различия в специфической поверхности почв, поверхности почвенных частиц. Особенно четко это можно проследить для почв одного типа, но разного гранулометрического состава (табл. 4.8).

Для разных типов почв зависимость от гранулометрического состава перекрывает влияние гумуса на удельную поверхность (табл. 4.9).

Таблица 4.8. Удельная поверхность дерново-подзолистых почв в зависимости от гранулометрического состава, $м^2/г$ (по А.В. Шевченко)

Гранулометрический состав	Оподзоленные горизонты	Неоподзоленные горизонты
песчаный	<19	<23
супесчаный	19–36	23–40
легкосуглинистый	36–54	40–68
среднесуглинистый	54–71	69–91
тяжелосуглинистый	71–89	91–114
глинистый	>89	>114

Таблица 4.9. Содержание ила (частиц < 1мкм) и удельная поверхность (S) некоторых почв (по О.А. Трубецкому)

Почва	Горизонт	<1 мкм, % от почвы	S, $м^2/г$
дерново-подзолистая глеевая	Ап	13	72
	А2	6	47
	В	24	120
	С	16	95
чернозем типичный	А	26	117
	АВ	31	140
	В1	29	132
	В2	29	131
чернозем слитой	А	45	162
	А1	46	169
	АВ	44	167
	В	43	160
	ВС	39	151
черноземно-луговой солонец	А	25	140
	В1	34	172
	В2	42	192
	В2	40	179
	С	32	156
коричневая типичная	А	33	112
	В1	47	128
	В2	40	121
	С	31	110
краснозем	А	23	103
	В1	34	120
	В2	40	134
	С	36	122

Поскольку разные почвы в илистой фракции, наиболее коррелирующей с удельной поверхностью, могут содержать разные минералы (каолинит, монтмориллонит), то при высоком содержании ила отмечаются вариации зависимости удельной поверхности от состава фракции. В красноземах, где ил обогащен каоли-

нитом и гидроксидами железа, меньшее возрастание удельной поверхности с ростом содержания ила, возможно, определяется именно его минеральным составом.

Надо сказать, что во всех приведенных примерах удельная поверхность была определена по сорбции воды и уравнению БЭТ. Однако удельная поверхность, определенная другими методами, будет не совпадать с поверхностью, выявленной с помощью воды (табл. 4.10), что связано с разной площадью сорбированных молекул и с разной энергией их взаимодействия с активными центрами почвенной матрицы.

Таблица 4.10. Удельная поверхность почв ($м^2/г$) в зависимости от методов определения

Почва, регион	Горизонт	Глубина, см	Удельная поверхность			
			по десорбции воды			по сорбции N
			общая	внешняя	внутренняя	
чернозем обыкновенный (Самарская обл.)	Ап	0–5	142	43	99	17
	Ап	5–10	139	43	96	20
	В1	30–40	140	39	101	22
	В2	50–60	140	43	97	23
	В3	80–100	140	43	97	24
	ВС	100–130	138	43	97	24
	С	130–140	112	43	69	28
дерново-подзолистая (Центрально-лесной заповедник, Тверская обл.)	АО А1	5–7	210	104	106	8
	А2 пал	15–20	58	47	11	6
	А2	29–39	22	8	14	6
	А2В	46–55	51	43	8	18
	В1	64–72	89	64	25	26
ферраллитная (о-ва Тихого океана)	А1	0–10	185	137	48	62
	В	35–45	199	187	12	141
	В1 охр	45–60	148	134	14	102
	В2	80–100	102	89	13	79
	ВС	120–140	72	49	23	41

Различия в удельной поверхности почв, определенной одним методом, связаны с разным содержанием гумуса, гранулометрическим и минеральным составом почв. Добавление в почву других соединений может изменить ее удельную поверхность. Так, внесение свежеосажденного оксида железа в целом увеличило удельную поверхность монтмориллонита и каолинита (табл. 4.11). Но небольшое количество оксида железа (около 2%) уменьшило удельную поверхность монтмориллонита.

Сам оксид железа имеет большую удельную поверхность, которая заметно уменьшается при его старении (табл. 4.12).

Из приведенных данных видно, что процессы почвообразования, связанные с накоплением или выносом соединений железа, будут изменять удельную поверхность почв. Изучение удельной поверхности показало, что даже в пределах одной почвы мелкозем существенно неоднороден по удельной поверхности, а, следовательно, и по гранулометрическому составу (табл. 4.13).

Таблица 4.11. Изменение удельной поверхности минералов при обработке их растворами Fe_2O_3 (по данным А.В. Шевченко)

Минерал	Поверхность, $м^2/г$		
	общая	внешняя	внутренняя
монтмориллонит	311	108	203
монтмориллонит+2,11% Fe_2O_3	273	93	180
монтмориллонит +10,56% Fe_2O_3	329	89	240
каолинит	11	11	0
каолинит + 2,11% Fe_2O_3	18	8	10
каолинит + 10,56 Fe_2O_3	24	13	11

Таблица 4.12. Удельная поверхность искусственно приготовленного оксида железа Fe_2O_3 (по данным П.М. Сапожникова)

Состояние оксида	Удельная поверхность по N	Содержание частиц <5мкм
свежеосажденный	285	90
через 2 года	98	35
через 4 года	51	28

Таблица 4.13. Удельная поверхность ($м^2$ / г) отдельных морфонов и морфологических элементов дерново-подзолистой почвы, пос. Малинки, Московская обл. (по данным П.М. Сапожникова)

Морфон	Удельная поверхность	Морфологический элемент	Удельная поверхность
A1 A2 копролитовый	70	кутана B1	193
A1 A2 нарушенный	49	кутана B2	299
A1 A2	42	кутана D	477
A2	38	внутрипедная масса B1	159
A2 B	44	внутрипедная масса B2	181
B A2	71	внутрипедная масса D1	130
		скелетана A2 B	37
		скелетана B1	58

Итак, удельная поверхность почвы – одно из важнейших ее свойств. Оно характеризует экологические возможности почв, их способность удерживать воду, снабжать растения питательными элементами. Обычно в работах по гранулометрическому составу используют удельную поверхность, определенную по сорбированной почвой воде.

Плотность почвы

Плотность почвы (в старых работах ее называют объемным весом, кажущимся удельным весом, объемной массой) представляет собой массу почвы в единице объема при естественном ее сложении; измеряют ее в $г/см^3$, $кг/дм^3$, $т/м^3$. Часто плотность почвы трактуют как отношение массы объема почвы к массе такого же объема воды. В этом случае плотность – величина безразмерная. Различают плотность абсолютно сухой почвы и влажной. В последнем случае к массе почвы

прибавляется масса воды, содержащаяся в данном объеме почвы. Плотность известных почв, в основном, колеблется в пределах 0,6–2,0 (при определении плотности для образцов объемом более 20 мл). Если же учитывать плотность почв как непрерывную функцию ее сложения, то она меняется от 0 до плотности самых тяжелых минералов (4 и даже 6). На практике используют объем образца около 100 мл, поэтому интервал плотности не снижается ниже 0,6 и не поднимается выше 2. Плотность почвы зависит от ее гранулометрического состава, крупности агрегатов, содержания гумуса, влажности, произрастающих на почве растений, заселенности мезофауной (червями, личинками насекомых и пр.). Зависимость плотности от гранулометрического состава горных пород уже обсуждалась в гл. 3 (см. табл. 3.10). Для почв эта зависимость та же, но несколько осложнена тем, что на плотность влияет агрегатное состояние почв. Обычно плотность почв уменьшается от песчаных к глинистым: 1,65 – в песках, 1,5 – в супесях, 1,37 – в суглинках и 1,15 – в глинах. Эти данные относятся к верхним (до 40 см) слоям почв. Однако есть категория глинистых почв (слитые), в которых плотность может достигать 2,0. Нижние горизонты почв также обычно имеют большую плотность и в них тяжелосуглинистые и глинистые слои имеют плотность в среднем 1,5 (см. рис. 4.2).

О том, что эта зависимость связана с агрегатным сложением почв, свидетельствуют данные А.Д. Воронина по изменению плотности в агрегатах разных размеров (табл. 4.14).

Таблица 4.14. Влияние размеров агрегатов на плотность почвы (по А.Д. Воронину)

Горизонт	Глубина, см	Размеры агрегатов, мм					Плотность почвы
		10–7	7–5	5–3	3–2	2–1	
Дерново-подзолистая почва							
А пах	10–20	1,47	1,55	1,58	1,61	1,69	1,32
А2	27–31	1,64	1,66	1,69	1,70	1,74	1,45
А2 В1	36–45	1,65	1,72	1,75	1,78	1,83	1,57
В1	45–55	1,83	1,88	1,89	1,93	1,95	1,44
В2	55–65	1,84	1,88	1,93	1,95	1,94	1,70
Серозем мощный типичный							
Ад А1	5 –15	1,52	1,64	1,68	1,74	1,70	1,16
А1	15–25	1,42	1,48	1,68	1,70	1,75	1,11
В1	60–70	1,52	1,55	1,71	1,73	1,62	1,21
В2	90–100	1,35	1,35	1,58	1,52	1,61	1,25
ВС	>130	1,47	1,31	1,47	1,54	1,64	1,34
Темно-каштановая почва							
А	2–25	1,79	1,73	1,77	1,80	1,80	1,28
В1	26–35	1,87	1,84	1,88	1,89	1,90	1,44
В2	36–53	1,90	1,89	1,90	1,94	1,95	1,65
С	56–75	1,95	1,92	1,92	1,94	1,95	1,75
Краснозем типичный							
А пах	10–20	1,08	0,95	1,06	0,97	1,06	0,67
В	25–36	1,38	1,37	1,41	1,34	1,35	0,85
В	40–50	1,60	1,62	1,60	1,64	1,66	1,00
С	80–90	1,49	1,49	1,50	1,48	1,51	0,92

Во всех почвах, кроме красноземов, плотность агрегатов явно увеличивается с уменьшением их размеров. Превышение плотности агрегатов над плотностью почвы в целом связано с пористостью упаковки агрегатов, которая может достигать значительной величины.

Влажность почвы влияет на плотность не только почвы с естественной влажностью, но и на величину плотности в пересчете на абсолютно сухую массу. Для почв, набухающих при увлажнении, в основном суглинистого и глинистого гранулометрического состава, плотность почв в пересчете на абсолютно сухую массу уменьшается с увеличением влажности. Это явление (уменьшение плотности почв с влажностью) имеет важное экологическое и методическое значение.

Так, методика определения плотности почв сводится к определению массы почвы в известном объеме (буре). Во влажной почве бур извлекает сравнительно однородно набухшую массу, и плотность почв характеризует именно среднюю величину массы почвы в данном слое. В сухое время, когда почва иссушена, почва обычно извлекается из блоков между трещинами, поэтому плотность почв характеризует плотность этих блоков и не учитывает объем трещин. Эта плотность отражает истинное состояние почвы, ее экологические возможности как среды обитания животных и растений. Но эта плотность не пригодна для расчета запасов влаги и питательных веществ в почве, так как дает преувеличенное их значение. Для таких расчетов необходимо использовать плотность влажной почвы, преимущественно в весенний–раннелетний период. Известно, что плотность почвы свыше 1,4 является предельной для нормального развития большинства растений. Это связано с тем, что корни растений с трудом проникают в такую плотную почву. А.Г. Бондарев установил экологически благоприятные для растений амплитуды плотности почв разного гранулометрического состава: для глинистых и суглинистых почв – 1,0–1,30, легкосуглинистых – 1,10–1,40, супесчаных – 1,20–1,45, песчаных – 1,25–1,60. Как следует из анализа гранулометрического состава почв, пески исходно обладают высокой плотностью. Именно поэтому пески как субстрат для поселения пригодны далеко не для всех растений. Их осваивают в основном псаммофиты – растения, выдерживающие засыпания, выдувания, умеющие осваивать песчаную толщу, несмотря на ее высокую плотность, следовательно, небольшую пористость (хотя в среднем поры в песке крупнее пор в суглинках и глинах).

Как было показано выше, плотность почвы определяется твердой фазой почвы и упаковкой составляющих ее частиц и агрегатов. Плотность самой твердой фазы почвы зависит от минерального состава и содержания гумуса. Она определяется обычно пикнометрически, при заполнении водой всех пор почвы. Почвы образуются из рыхлых осадочных пород, прошедших цикл выветривания, а эти породы содержат в основном такие минералы легкой фракции, как кварц, полевые шпаты, слюды с относительно небольшой плотностью (табл. 4.15).

Такой же порядок плотности имеют и изверженные породы, обломки которых присутствуют в разных осадочных породах и почвах (табл. 4.16).

Из этих данных видно, что плотность твердой фазы почв практически не может превышать 3 г/см^3. В реальных почвах эта плотность колеблется в пределах 2,50–2,90. Если учесть, что плотность органического вещества почвы не превышает величину 1,8, а плотность карбонатов равна 2,71 для кальцита и 2,80–2,99 для доломита, то величины 2,60–2,80 наиболее вероятны для всех почв. На практике

Таблица 4.15. Плотность некоторых широко распространенных минералов

Минерал	Плотность, г/см^3
кварц	2,65
полевые шпаты (ортоклаз)	2,56
полевые шпаты (плагиоклаз)	2,60–2,76
слюды	2,76–3,00
глинистые минералы (алюмосиликаты)	2,00–2,70
гидроксиды железа и алюминия	2,40–4,30

Таблица 4.16. Средняя плотность изверженных пород, г/см^3 (по данным Г.В. Войтковича)

Порода	Средняя плотность	Пределы плотности
гранит	2,67	2,52–2,81
гранодиорит	2,72	2,67–2,79
сиенит	2,76	2,63–2,9
кварцевый диорит	2,81	2,68–2,96
диорит	2,84	2,71–2,96
норит	2,98	2,72–3,02
габбро	2,98	2,85–3,12
диабаз	2,97	2,80–3,11
перидотит	3,23	3,15–3,276
дунит	3,28	3,20–3,31
пироксенит	3,23	3,10–3,32
анортозит	2,73	2,64–2,92

нередко встречаются значения плотности твердой фазы ниже 2,40 и даже около 2,20. Такие низкие значения пытаются объяснить высокой гумусированностью почв. Но исследования показывают, что, скорее всего, низкие значения плотности твердой фазы определяются гидрофобностью почв, плохой их смачиваемостью водой.

Предварительное замачивание почвы в воде в течение трех суток снимает эффект гидрофобности и позволяет получить результаты, соответствующие истинной плотности твердой фазы (вместо 2,24, после замачивания в воде плотность почвы – 2,60). Отмеченное явление позволяет более критически оценить другой артефакт, часто встречающийся в почвенной литературе. Существует мнение, что плотность сорбированной на почвенной матрице воды резко возрастает по сравнению со свободной водой. Приводили значения плотности почвенной сорбированной воды 1,5 (Н.А. Качинский, М.В. Чапек, Ф. Респондек). Однако совместное изменение при уменьшении влажности почвы объема системы почва–вода заставляет отвергнуть эту гипотезу. П. Оладовский показал, что плотность воды на почвенной матрице не превышает 1,19. Но и это величина может быть артефактом.

Пористость (порозность) почв

К почвенной пористости относят ту часть объема почвы, которая занята водой и воздухом. Она определяется по разности плотности твердой фазы почвы и почвы в естественном состоянии:

$$P=(dtf - ds)/dtf,$$

где dtf – плотность твердой фазы почвы, ds – плотность естественной почвы.

Пористость – одно из основных свойств почв. Именно в порах происходят все почвенные процессы. В них распределяются корни растений, живут микроорганизмы, мелкие животные. Соотношение воды и воздуха в порах почвы определяют окислительно-восстановительный режим. Поры определяют передвижение воды в почве, вынос соединений из почвенного слоя, капиллярный подъем воды. Всю совокупность пор почвы называют общей порозностью (пористостью). В зависимости от гранулометрического состава и агрегированности почв объем общей порозности закономерно изменяется (табл. 4.17): возрастает от песков к глинам, но уменьшается снова в слитых почвах.

Таблица 4.17. Плотность и пористость почв (по данным А.Д. Воронина)

Горизонт	Глубина, см	Плотность, г/см^3		Пористость, % от объема почвы			
		твердые фазы почвы	почвы	общая	агрегатная	межагрегатная	агрегатная с/в
Дерново-подзолистая почва							
А пах.	10–20	2,66	1,32	50,4	37,5	12,3	41,2
А2	27–31	2,67	1,45	45,6	36,0	9,6	36,1
А2 В1	35–45	2,69	1,57	41,6	31,7	9,9	35,2
В1	45–55	2,70	1,44	46,7	22,8	23,9	30,0
В2	55–65	2,70	1,70	37,0	26,7	10,3	29,8
Чернозем мощный типичный							
Ад А1	5–15	2,62	1,11	57,8	19,1	38,7	30,3
А1	15–25	2,61	1,16	55,5	20,8	34,7	31,0
В1	60–70	2,63	1,21	54,0	27,0	27,0	37,1
В2	90–1000	2,68	1,25	53,4	38,2	15,2	44,7
ВС	> 130	2,64	1,34	55,4	39,7	15,7	45,0
Темно-каштановая почва							
А	2–25	2,65	1,28	52,0	34,0	18,8	–
В1	26–35	2,68	1,44	46,0	31,0	15,0	–
В2	90–100	2,71	1,65	39,0	30,0	9,0	–
С	56–75	2,71	1,75	35,0	29,0	6,0	–
Краснозем типичный							
А пах	10–20	2,58	0,67	74,0	46,3	27,7	60,2
В1	25–35	2,76	0,85	69,2	43,5	25,7	58,3
В2	40–50	2,81	1,00	64,4	25,9	38,5	42,1
ВС	80–90	2,82	0,92	67,4	29,9	37,5	47,9

Примечание. Прочерк – нет данных.

Увеличение порозности в более тяжелых почвах обусловлено степенью их агрегированности: чем она выше, тем выше порозность. В слитых почвах нет даже микроагрегированности, и порозность мала. Сравнение табл. 4.6 и 4.18 показывает, что от глин к суглинкам уменьшается общая порозность почв; агрегированность, в том числе и микроагрегаты, заметно ее увеличивают, при этом порез-

ность агрегатов меньше общей порозности, так как последняя включает 10–40% межагрегатной пористости.

Для понимания почвенных процессов, таких как движение воды в почве, проникновение в почву корней необходимо знать размеры почвенных пор и их конфигурацию. Корневые волоски могут проникать лишь в поры с диаметром крупнее 0,01 мм, мелкие корешки – в поры крупнее 0,1 мм, простейшие и водоросли живут в порах с диаметром крупнее 0,02 мм, бактерии – 0,001 мм.

Определение размеров пор можно производить или в шлифах, или по количеству воды, удерживаемой почвой при разном потенциале почвенной воды. Чем меньше диаметр капилляра, тем прочнее удерживается вода в почве, тем большую силу следует приложить, чтобы извлечь эту воду из почвы. Оценка порозности почвы по удерживаемой воде опирается на формулу Жюрена. Существует несколько классификаций пор по размеру. И. Либерот использует следующую.

Крупные поры, диаметр больше 10 мкм. Разделяют на поры быстрого дренажа (>50 мкм и замедленного дренажа – 10–50 мкм)

Средние поры, диаметр 0,2–10 мкм. Вода прочно удерживается в этих порах, но корни еще проникают в них.

Мелкие поры, диаметр <0,2 мкм. Вода прочно удерживается в порах. Корни, в том числе корневые волоски, не проникают в поры.

В грунтоведении (инженерной геологии) применяется несколько другая классификация пор пород (табл. 4.18). Она учитывает кроме размера пор их связь с субстратом, влияние растений и животных и движение воды в порах.

Таблица 4.18. Типы пор дисперсных грунтов

Название пор	Размер пор, мкм	Связь пор со структурой субстрата	Движение воды в порах	В каких породах преобладают
макропоры	>1000	поры образованы обломками горных пород, остатками растений, ходами землероев, трещинами усадки	свободный сток гравитационной воды, капиллярный подъем отсутствует (кроме слитых почв)	крупнообломочные, биогенные, слитые
мезопоры	1000–10	поры образованы мезо- и микроструктурными элементами, песчаными и пылеватыми зернами, остатками растений, микроорганизмов	движение гравитационной воды идет при напоре, капиллярный подъем идет быстро на небольшую величину	песчаные, лессовые, биогенные
микропоры	10–0,1	поры образованы микроагрегатами и микроблоками, отдельными минеральными частицами, остатками растений и животных	капиллярный подъем идет медленно на большую высоту, движение гравитационной воды отсутствует	органо-химические и слабосцементированные, глинистые, биогенные
ультракапиллярные поры	<0,1	поры микро- и ультрамикроагрегатов, микро- и ультрамикроблоков	гравитационное и капиллярное передвижение воды практически отсутствует, поры заполнены связанной водой	глинистые

Классификация включает более широкий диапазон размеров пор, от 0,1мкм до >1000 мкм, хотя количество классов в обеих классификациях одинаково. Недостатки обеих классификаций в том, что они оценивают поры как округлые образования с определенным диаметром. На самом деле поры также резко различаются по форме (как и по размеру). Их протяженность, извилистость, "тупиковость" играет важную роль в движении воды, корней растений, животных.

Оценка пор почвы будет неполной, если не будет учтена форма пор. Выше говорилось, что форма пор оценивается в шлифах.

Е.Б. Скворцова разработала критерий F (критерий формы) для оценки формы пор. Он характеризуется формулой: $F=(4\pi S/P2+D/L)/2$, где F – обобщенный фактор формы, S – площадь, P – периметр, D – ширина, L – длина пор в шлифе. На основании фактора формы (F) можно охарактеризовать микропоры почвы (табл. 4.19).

Приведенная система оценок позволяет понять структуру порового пространства почвы, прогнозировать движение воды в ней. Так, ясно, что в зависимости от ориентации пор, по трещинам может ускоряться фильтрация воды в почве (вертикальные трещины) или вода не сможет участвовать в фильтрации (при горизонтальной ориентации пор, что характерно, например, для горизонта A2(E) подзолистых и дерново-подзолистых почв).

Таблица 4.19. Группировка почвенных пор в шлифах по величине фактора формы F

Значение фактора F	Форма среза пор	Описание пор
<0,2	трещиновидная	трансагрегатные трещины, трещиновидные поры упаковки угловато-блоковых и пластинчатых структурных отдельностей
0,2–0,4	вытянутая изрезанная	поры упаковки комковато-зернистых агрегатов и состоящих из них блоков, другие вытянутые изрезанные поры в агрегированной и неагрегированной почве
0,4–0,6	изометричная изрезанная	поры упаковки округло-комковатых агрегатов, поры-ваги в слабоагрегированной почве
0,6–0,8	изометричная слабоизрезанная	каналы в субпоперечном срезе, слабоизрезанные поры, защемленные в неагрегированной почве
0,8–1,0	округлая и близкая к округлой	каналы в поперечном срезе, камеры, пузырьки

Особо следует остановиться на изменении порозности почв при набухании и усадке. Этот процесс развит в суглинистых и глинистых почвах и зависит кроме содержания ила также от агрегированности почвы. Если почва хорошо агрегирована, то набухание уменьшает пористость межагрегатную и почти не изменяет общий объем почвы. В случае, если почва не агрегирована, то отмечается заметное увеличение общего объема почвы. Аналогичные процессы идут при усадке почвы. А.Д. Воронин показал, что на первом этапе идет структурная усадка, когда объем потерянной воды больше, чем уменьшение объема почвы (отношение потери объема почвы к потере воды <0,9). Такое несоответствие обязано тому, что часть воды теряется из крупных пор и не влияет на усадку почвы.

На втором этапе идет нормальная усадка: объем потерянной воды равен снижению объема почвы. Отношение потери объема почвы к объему потерянной воды =1–0,9.

На следующем этапе проявляется остаточная усадка. В этом случае потеря воды опять преобладает над уменьшением объема, и отношение потери объема почвы к потере объема воды снова <0,9. Такое отклонение определяется тем, что почвенные частицы начинают соприкасаться непосредственно друг с другом, что препятствует дальнейшему сокращению объема почвы.

На последнем этапе наступает предельная усадка (табл. 4.20). Вода удаляется как из межпакетного пространства набухающих минералов, так и из пространства, образованного доменами и кристаллами.

Таблица 4.20. Влажность разных этапов усадки, % от массы сухой почвы (по данным А.Д. Воронина)

Горизонт	Влажность предельной усадки	Влажность структурной усадки
Пойменная дерново-глеевая оподзоленная почва		
A пах	4,4	21,0
A2 Bg	4,0	15,0
B	7,5	25,0
Дерново-подзолистая почва		
A пах	2,9	22,0
A2	1,6	14,9
B1	7,0	21,5
B2	6,1	22,0
BC	6,9	24,0

Гранулометрический состав и степень агрегированности определяют общую пористость почв, следовательно, плотность сложения, удельную поверхность, площадь взаимодействия корней растений и почвы, другие свойства почв.

Ниже дается сводная характеристика ряда свойств основного спектра почв России (табл. 4.21).

Таблица 4.21. Гранулометрический состав и физические свойства слоя 0–50 см ряда суглинистых зональных почв

Почва	Ил, %	Пыль, %	Песок, %	Уп, $м^2/г$	ds	dtf	P, %
серозем	14	62	24	43	1,32	2,68	51
темно-цветная	22	61	17	106	1,24	2,58	52
светло-каштановая	23	60	16	101	1,25	2,61	52
дерново-подзолистая	24	67	10	53	1,35	2,64	49
солонец	25	60	15	93	1,28	2,63	49
темно-каштановая	30	58	11	112	1,25	2,62	56
чернозем	37	56	6	117	1,00	2,58	52

Примечание. ds – плотность почвы, dtf – плотность твердой фазы, P – пористость, Уп – удельная поверхность.

Порозность почв и размеры отдельных пор, группировка их по размерам и форме, определяют соотношение твердой, жидкой и газообразной фаз почв. Но это соотношение также зависит от водных свойств почвы.

Физические свойства почвы во многом определяют жизнь живых организмов. Так, уплотненные глинистые почвы (старые дороги, плотность почв 2,0) в течение 30 лет после прекращения пользования ими еще не зарастают растениями. Гранулометрический состав определяет во многом растительный покров территории, влияя на водные свойства и водный режим почв.

Электрические свойства почвы*

Почва состоит из множества минеральных зерен. На части этих зерен образуются минеральная и органо-минеральная матрицы, в свою очередь состоящие из кластеров (активных центров). На матрицах находятся разные катионы, которые нейтрализуют отрицательный заряд почвенной матрицы. Таким образом, почва – носитель электрического заряда. Каждая коллоидная частица в почве обладает к тому же двойным электрическим слоем, и при наложении поля на почву возникает электрокинетический потенциал. Движение воды в почве приводит к переносу ионов в порах субстрата, что создает движение ионов (зарядов), т.е. к возникновению электрического тока определенной силы. Его улавливают электроды, помещенные в почву. Таким образом, можно сказать, что почва имеет естественное, или стационарное, электрическое поле, которое можно измерить. Неполяризующиеся электроды показывают разность потенциалов между двумя точками почвы. На потенциал точки влияют содержание поглощенных катионов, влажность почвы, ее гранулометрический состав в данной точке. Высокая влажность способствует выравниванию электрического поля в почве между горизонтами. Легкий гранулометрический состав, напротив, увеличивает разность потенциалов в разных точках почвы. Исследования показывают, что потенциал верхних горизонтов почвы, таких, как A1, A2 (AE), меняется в зависимости от вида растения, произрастающего на этой почве. Основной параметр, характеризующий естественное (и искусственное) электрическое поле – объемная плотность зарядов. Оценивают поверхностную и объемную плотность зарядов. Объемная плотность зарядов – количество ионов и других заряженных частиц в объеме почвы, поверхностная – количество ионов на поверхности почвенной матрицы.

На практике измеряют напряжение естественного поля (разность потенциалов между двумя точками) и сопротивление ρ почвы при наложении искусственного электрического поля на почву. Обычно определяют ρк (кажущееся сопротивление, которое суммирует все сопротивление неоднородного участка почвы). Кажущееся сопротивление зависит от гранулометрического состава, суммы обменных катионов, влажности почвы, ее засоленности. Следовательно, оно будет зависеть от выщелоченности почвы, ее оподзоленности, степени насыщенности. Определенное в одной точке сопротивление близко к истинному (соответствует сопротивлению единичного образца почвы) и обозначается (по А.И. Позднякову) $\rho_{ок}$. Естественное электрическое поле почвы измеряют в мв.

Электрофизические свойства и характеристики почв определяют давно, а сейчас все активнее и активнее эти исследования применяют в почвоведении.

Наибольшее внимание раньше уделялось оценке содержания влаги и растворимых солей в почвах по сопротивлению, чему посвящено много работ, обзор которых дан в монографии А.И. Позднякова 2001 г.

---

* Раздел написан А.И. Поздняковым

Успехи в использовании электрофизических параметров при почвенных исследованиях во многом зависит от фундаментально-теоретического подхода к их трактовке и обоснованию. Наиболее активно используются параметры естественных и искусственных электрических полей.

Естественные электрические поля самопроизвольно возникают в почвах вследствие неравномерности распределения самых разных носителей электрических зарядов в почвах в основном под действием почвообразовательных процессов. Измеряются они очень просто: используются два неполяризующихся электрода и любой портативный потенциометр. Параметры естественных полей – это разности электрических потенциалов между различными точками почвенного покрова, профилями почв или их частями.

Искусственно создаваемые в почвах электрические поля при использовании электрофизических методов в почвоведении подчиняются тем же закономерностям.

Поскольку электрическое сопротивление прямо пропорционально падению напряжения: $R = K\ U/I$, то сопротивление можно рассматривать как параметр, характеризующий поведение электрических полей в почвах. Оно также экспоненциально зависит от свойств почвы, определяющих плотность электрических зарядов.

И те, и другие поля и их параметры можно объединить в одну группу стационарных электрических полей (СЭП) с общими закономерностями и рассматривать в качестве фундаментального свойства почв. Это позволяет придать им существенное значение при рассмотрении процессов почвообразования и их энергетики.

Поведение СЭП тесно связано с процессами почвообразования и может быть объяснено исходя из электромагнетизма и термодинамики.

Установлено, что величины электрических параметров (потенциалов и электрического сопротивления) обратно пропорциональны плотности подвижных электрических зарядов, а взаимосвязь плотности подвижных электрических зарядов с сопротивлением и потенциалами экспоненциальная. Это очень важный момент. Он служит основой для установления зависимостей между свойствами почв, связанных с плотностью подвижных электрических зарядов, и электрическими параметрами почв. Установить точные количественные величины плотностей подвижных электрических зарядов для реально функционирующих в природной обстановке нативных почв не представляется возможным. Приближенные значения можно получить путем суммирования концентраций ионов, определяющих емкость катионного обмена (ЕКО), и ионов почвенного раствора (ПР). Поэтому электрические параметры тесным образом связаны с такими свойствами почв, как сумма поглощенных оснований (S), емкость поглощения (T), содержание солей (засоленность почвенных растворов). Более опосредованно электрические параметры связаны со свойствами, определяющими собственно ЕКО, – гумусосодержанием, минеральным и механическим составом, общей удельной поверхностью и т.п.

Электрическое сопротивление относится к таким параметрам почвы, которые легко измеряются в полевых и лабораторных условиях и при этом достаточно объективно позволяют оценивать многие почвенные свойства. Применение электрического сопротивления в качестве обобщенного показателя может основываться только на выявленных тесных связях его со свойствами почвы. Таким образом, в зависимости от конкретных условий и поставленной задачи по потенциалу и удельному электрическому сопротивлению можно оценивать достаточно большой спектр почвенных свойств.

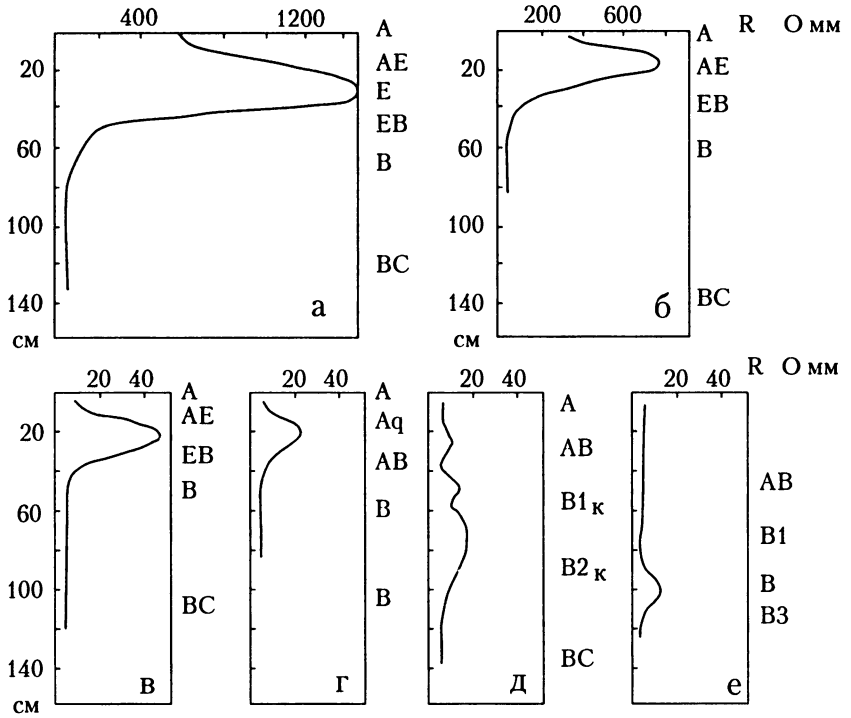

Рис. 4.4. Кривые электрического сопротивления (Ом·м) основных типов почв: а – дерново-подзолистые песчаные; б – дерново-подзолистые суглинистые; в – серые лесные; г – темно-серые лесные; д – черноземы ЦЧО (Курская обл.); е – светло-каштановые (Волгоградская обл.). Справа от колонок – генетические горизонты

К настоящему времени разработана теоретическая концепции поведения СЭП в почвах и модельные представления о них на морфонно-горизонтном, профильном, катенно-ландшафтном и зональном уровнях организации почвенного покрова (А.И. Поздняков).

Для каждого типа почвообразования установлены строго специфические величины параметров СЭП в зависимости от интенсивности проявления почвообразовательных процессов, хотя для различных типов почвообразования их изменение в профиле может быть аналогичным или совпадать (рис. 4.4)

Профильные кривые параметров СЭП почв основных генетических типов почвообразования отражают текстурно-химическую организацию и дифференциацию профилей, а также сопряжены с интенсивностью проявления характерных почвообразовательных процессов.

Так, в автономных ландшафтах гумидной зоны для целинных автоморфных ненарушенных дерново-подзолистых почв автономных ландшафтов, установлено S-образное изменение параметров СЭП в профиле, сопряженное с закономерным изменением большинства свойств (емкостью поглощения, изменением SiO_2, R_2O_3 и содержанием ила).

В элювиальных горизонтах и морфонах, характеризующихся интенсивным выносом высокодисперсных частиц и накоплением кварца, полевых шпатов и

других устойчивых минералов, оподзоливание обусловливает относительную обедненность почв подвижными электрическими зарядами по сравнению с аккумулятивно-гумусовыми и иллювиальными горизонтами, что определяет в них более высокие параметры.

Супесчаные и песчаные разновидности морфонов, горизонтов и почвенных профилей дерново-подзолистых автоморфных почв, имеющих исходно высокое содержание SiO_2 и, следовательно, крайне низкие плотности подвижных электрических зарядов, обладают весьма высокими параметрами СЭП.

В зависимости от степени выраженности процессов дерновости, оподзоливания и иллювиирования изменяются лишь различные участки S-образной кривой параметров СЭП при неизменно сохраняющейся ее форме.

Процессы окультуривания в дерново-подзолистых почвах направлены на снижение параметров СЭП, которое происходит в соответствии с их интенсивностью.

Процессы оглеения также уменьшают величины параметров СЭП по сравнению с автоморфными почвами подзолистого типа сходного механического состава, что объясняется накоплением ионогенных соединений за счет распада алюмо- и ферросиликатов в результате перехода в подвижное состояние их продуктов – соединений железа, магния, алюминия, а также формированием сложных органических и органо-минеральных соединений.

В гетерономных ландшафтах гумидной зоны, где геохимически подчиненные супераквальные ландшафты выполняют роль аккумуляторов веществ, поступающих с элювиальных автономных ландшафтов, параметры СЭП распределены также сообразно катенно-ландшафтной организации почвенного покрова: более высокие величины параметров СЭП наблюдаются в элювиальной части катены, несколько меньшие – в транс-элювиальном и транс-аккумулятивно гидроморфном секторах супераквальной части катен, а минимальные – в подчиненных ландшафтах, где интенсивно протекают процессы, направленные на усиление плотности электрических зарядов, – торфонакопление и оглеение.

Учитывая триаду Герасимова: факторы – процессы – свойства, параметры СЭП косвенным путем связаны также и с факторами почвообразования.

К примеру, параметры СЭП почв сопряжены с фитогенной структурой автономных и гетерономных ландшафтов (БГЦ) через посредство различий в "напряженности" проявления почвообразовательных процессов в них.

В автономных ландшафтах, где распространены автоморфные дерново-подзолистые почвы, ослабление процессов гумусонакопления в ряду: дерновые, дерново-подзолистые и подзолистые почвы приводит к изменению комплекса свойств, обуславливающих уменьшение плотности подвижных электрических зарядов, что вызывает увеличение величин параметров СЭП в почвенной толще, затронутой процессами почвообразования. Также влияет на плотность электрических зарядов почвы изменение состава растительности – от луговых ассоциаций к бореальным.

В почвах различных парцелл одного БГЦ различия в плотности электрических зарядов формируются в соответствии с фитогенной структурой БГЦ.

Рельеф служит наиболее мощным фактором, изменяющим параметры СЭП почв, вследствие интенсивного перераспределения в них воды и опада при почвообразовании.

Зональная смена направленности почвообразовательных процессов – от процессов выщелачивания, имеющих преобладающее значение в почвах подзоли-

стого типа, до процессов накопления веществ в почвах черноземного, солонцового и солончакового типов – приводит к соответствующему снижению параметров СЭП и изменению формы профильного их распределения.

В черноземах наблюдается уменьшение параметров СЭП и смена их профильного распределения на двухслойное в соответствии со слабой двучленной текстурно-химической дифференциацией профиля. В солонцах и солончаках величины параметров СЭП еще больше снижаются в солонцеватых и засоленных горизонтах.

Разработанные концепции поведения СЭП почв позволяют их рассматривать как фундаментальные свойства почв и существенно расширяют область применения методов СЭП в практике общего генетического и прикладного почвоведения.

Итак, влияние факторов почвообразования на электрические параметры можно оценить через их связь с почвообразовательными процессами и свойствами почв.

Распределение плотностей подвижных электрических зарядов в почвах осуществляют почвообразовательные процессы. Каждый элементарный почвообразовательный процесс, как уже было сказано, "работает" на обогащение или обеднение электрическими зарядами определенного генетического образования: морфона, горизонта, части почвенного профиля или всей ее толщи.

В современном почвоведении твердо установлено, что каждому типу почвообразовательного процесса или их сочетанию соответствует свой тип почвенного профиля с вполне определенным чередованием почвенных горизонтов, которые обобщают признаки и свойства большого ряда конкретных почв и связаны с ними единством происхождения, превращения, передвижения и распределения веществ (И.П. Герасимов, М.А. Глазовская).

Почвенные свойства, влияющие на плотность подвижных электрических зарядов, такие как влажность, содержание солей, плотность сложения и другие, также связаны с электрическим сопротивлением экспоненциальными и естественными потенциалами, экспоненциальными зависимостями.

Электрическое сопротивление – комплексная характеристика почвенных свойств. Поэтому его использование возможно для оценки и определения этих свойств в зависимости от условий и задач исследования.

В почвоведении используются как полевые, так и лабораторные методы, с помощью которых измеряют удельное электрическое сопротивление. В лаборатории возможно выделение и изучение влияния одного какого-либо фактора на сопротивление. В основном изучались влажность и содержание солей (А.Ф. Вадюнина, Н.И. Горбунова). Степень засоления почв определяется в лабораторных условиях по электропроводности почвенной пасты или раствора (А.Ф. Вадюнина, З.А. Корчагина). В данном случае влажность образцов практически одинакова. Различия в электрическом сопротивлении обуславливается различиями в засоленности почвенных образцов.

В полевых условиях, когда на сопротивление оказывают влияние многочисленные почвенные факторы, интерпретация результатов электрического зондирования и профилирования может вестись двумя путями:

1. Изучение какого-либо одного свойства (влажности, засоления, температуры) в условиях его преимущественного варьирования в полевых условиях и построение эмпирических зависимостей сопротивления от этих свойств.

2. Оценка морфологии почв в условиях пренебрежимо малого влияния температуры и увлажнения на сопротивление в естественных условиях (влажность больше МКСВ-ППВ, температура выше 20°С).

Между тем, во многих случаях влияние влажности на сопротивление почв можно считать пренебрежимо малым, например, как показал Л.О. Карпачевский с коллегами, на автоморфных почвах гумидной зоны (дерново-подзолистых), когда влажность по профилю почвы изменяется в диапазоне МКСВ-ППВ, то есть, согласно закону Максвелла-Больцмана, оказывает минимальное влияние на сопротивление.

Дерново-подзолистые почвы характеризуются трехчленными кривыми (рис. 4.4а). Максимум сопротивления приходится на обедненный основаниями горизонт A_2 (Е). В генетическом ряду: дерново-подзолистая – светло-серая лесная – чернозем оподзоленный – чернозем выщелоченный – чернозем обыкновенный происходит постепенное уменьшение выраженности процессов элювиирования, дифференциация профиля снижается. Соответственно кривая распределения сопротивления по профилю из четко выраженной, трехчленной переходит в слабо дифференцированную по профилю (см. рис. 4.4). Такая же закономерность наблюдается при переходе от автоморфных дерново-подзолистых почв к дерново-глеевым оторфованным и торфяным почвам в катенах гумидной зоны (А.И. Поздняков и другие).

Электрические параметры в почвах подзолистого типа определяются распределением подвижных электрических зарядов, которые формируются под действием элементарных почвообразовательных процессов. Эти процессы определяют относительную обедненность подвижными электрическими зарядами элювиальных горизонтов и относительную обогащенность ими иллювиальных и аккумулятивно-гумусовых горизонтов.

В профиле дерново-подзолистых почв, как основного классического представителя почв подзолистого типа почвообразования, установлено S-образное изменение электрических параметров, которое обратно пропорционально S-образному изменению емкости катионного обмена, содержанию ила, R_2O_3, содержанию гумуса и прямо пропорционально S-образному изменению SiO_2 (см. рис. 4.4а). Песчаные разновидности горизонтов и почвенных профилей дерново-подзолистых автоморфных почв, которые в силу исходного литологического и гранулометрического состава обогащены SiO_2, и, следовательно, имеют малые плотности подвижных электрических зарядов, обладают значительно более высокими электрическими параметрами по сравнению с суглинистыми почвами. Горизонты и части профилей, в которых почвенный субстрат сцементирован оксидами железа и алюминия, обладают весьма высокими величинами параметров электрических полей, что, по-видимому, объясняется формированием жесткого скелета с низкой обменной способностью. При усилении степени оподзоливания, вслед за увеличением молекулярных соотношений SiO_2/R_2O_3 соответственно увеличиваются и величины параметров. Менее значительные изменения в интенсивности процессов оподзоливания в почвах разных БГЦ также вызывают изменения электрических параметров. Например, электрическое сопротивление элювиальных горизонтов увеличивается в ряду почв: под копытнем, осокой волосистой, ельником в целом и еловым подростом. Это дает основание по величинам электрических параметров судить о степени развитости подзолообразования, понимая под ним всю совокупность процессов, направленных на преобразование минеральной части и приводящих к текстурно-химической их дифференциации.

Наряду с собственно оподзоливанием важную роль в текстурно-химической дифференциации почв подзолистого типа играют процессы гидроморфизма – ог-

леение и торфонакопление. Эти процессы снижают электрические параметры, так как приводят к увеличению плотности самых различных видов подвижных электрических зарядов. Так, все дерново-подзолистые почвы разной степени оглеения в автономных и гетерономных ландшафтах имеют меньшие величины электрических параметров, чем их автоморфные аналоги.

В гидроморфных почвах автономных ландшафтов оглеение часто не сопровождается процессами торфонакопления, и снижение электрических параметров по сравнению с автоморфными почвами меньше, чем в гетерономных ландшафтах (см. рис. 4.4б–г)

В глееватых и глеевых почвах автономных ландшафтов наиболее резко по электрическим параметрам отличаются элювиальные и аккумулятивно-гумусовые горизонты от аналогичных горизонтов автоморфных почв. При оглеении породы или иллювиальных горизонтов такие различия хотя и заметны, но менее контрастны. Например, в пределах катен, изученных в ЦЛГЗ (Тверская область), на АБС МГУ "Чашниково" и Яхромской пойме (Московская область), наблюдаются следующие закономерности в изменении электрических параметров.

1. В почвах элювиальной части катенно-ландшафтного сопряжения электрические параметры весьма высоки и достигают 60–80 мВ и 1,5–2 тыс. ом.м для песчаных почв.

2. В почвах трансэлювиального и трансаккумулятивного секторов, где распространены дерново- и торфяно-подзолистые глееватые и глеевые почвы, параметры резко снижаются. Величина сопротивления, например, не выше 500–800 и 100–120 ом.м, соответственно. Форма профильных кривых остается S-образной и отражает профильную организацию этих почв.

3. В подчиненных ландшафтах, где прогрессирующий гидроморфизм сопровождается интенсивным торфонакоплением, наблюдаются низкие малоизменяющиеся по профилю торфяно-глеевых и торфяных почв параметры естественных электрических потенциалов 5–8 мВ и сопротивление 20–60 ом.м.

Несмотря на слабое изменение сопротивлений в торфяных почвах, как компонентах подчиненных ландшафтов, их разновидности различаются по параметрам, хотя только при достаточно богатом статистическом материале. Так, при ВЭЗ окультуренные железисто-карбонатные и карбонатные разновидностей торфяных почв Яхромской поймы имеют сопротивление не выше 15–18 ом.м. Сопротивление перегнойно-торфяных железистых почв по всему профилю 15–40 ом.м, иловато-торфяные почвы имеют сопротивление также в этих пределах. Интенсивные современные процессы окультуривания дерново-подзолистых и торфяных почв приводят к снижению параметров СЭП по сравнению с их целинными аналогами.

Профильные кривые электрических параметров – естественных потенциалов и сопротивления дерново-подзолистых окультуренных суглинистых почв, имеющих в профиле остаточно оподзоленный горизонт, практически всегда трехслойны, S-образной формы, а величины электрических параметров остаточно-оподзоленного горизонта и сопротивление не выше R=70–150 ом.м и E=10–20 мВ.

На мощных песчаных, достаточно однородных отложениях, кривые электрических параметров двуслойны, с несколько меньшей их величиной в окультуренных пахотных горизонтах по сравнению с подпахотными, величины сопротивления и естественных потенциалов в зависимости от степени окультуренности могут достигать от одной до нескольких сотен ом.м и 30–50 мВ.

При отсутствии оподзоленного горизонта, когда окультуривается почвообразующая порода, кривые профильного изменения параметров превращаются практически в прямую линию.

Зональная смена процессов выщелачивания, имеющих преобладающее значение в большинстве почв гумидной зоны, на более ярко выраженный процесс гумусонакопления в серых лесных и особенно в черноземных почвах в значительной мере влияет на параметры СЭП в сторону их существенного снижения по сравнению с автоморфными дерново-подзолистыми почвами (см. рис. 4.4а–е).

Усиление процесса гумусонакопления в серых лесных почвах и ослабление элювиального процесса приводят к изменению комплекса свойств, связанных с плотностью подвижных электрических зарядов. Поэтому профильные кривые серых лесных почв, также имея S-образную форму, обладают меньшими величинами электрических параметров (см. рис. 4.4а–в).

В черноземах и их северных гумидных аналогах – дерновых и торфяных почвах процесс накопления гумуса и отсутствие процессов выщелачивания веществ выражаются в общем снижении величин электрических параметров в верхних слоях этих почв и формировании двухслойного почвенно-электрического профиля с одной сосредоточенной ЭДС, характеризующей "напряженность" процесса гумусонакопления. Отсюда большое влияние на величины электрических параметров поверхности почвенных частиц. (см. рис. 4.4а ,б).

Плотность подвижных электрических зарядов в этих почвах в основном определяется поведением и картиной изменения в почвенном поглощающем комплексе ионов Ca и Mg. Поэтому связи между электрическими параметрами, поглощенными основаниями и удельной поверхностью этих почв, особенно внешней, по азоту весьма тесные (см. рис. 4.5.в, г). Естественно, что это утверждение относится только к целинным зональным почвам. Интразональные почвы и почвы подверженные антропогенным воздействиям, очень часто имеют повышенное содержание ионов в растворах, что также влияет на характер распределения электрических параметров в них.

При формировании почвенно-электрических профилей солонцов и солодей первостепенное значение, наряду с поглощенными Ca и Mg, приобретает Na, а в засоленных почвах и солончаках – концентрации ионов почвенного раствора (см. рис. 4.4а, б).

Почвенно-электрический профиль солончаков наименее дифференцирован по электрическим параметрам, что связано с обогащенностью всего профиля солончака ионами почвенного раствора, легкорастворимыми солями.

Почвенно-электрический профиль солонцов представляется явно двуслойным, так как для них характерна яркая дифференциация почвенного профиля. Почвенно-электрический профиль солодей отражает их трехслойное, аналогично дерново-подзолистым почвам, строение профиля, хотя за формирование его ответственны другие почвенные процессы.

Таким образом, созданная в результате почвообразования дифференциация мобильных ионогенных соединений на любом уровне организации почвенного покрова сопровождается созданием градиентов химических потенциалов, что, в свою очередь, при стационарном или квазистационарном состоянии почвенного покрова приводит к закономерной генерации и распределению естественных и искусственных электрических параметров, подчиняющихся единым, фундаментальным законам электромагнетизма.

Естественные потенциалы, являясь природным явлением, не только отражают энерго и массоперенос, но и самостоятельно влияют на передвижение электрически заряженных частиц, выравнивая их электрохимические потенциалы за счет генерации электрического поля, препятствующего самопроизвольной миграции их под действием различий в химических потенциалах.

Стационарное состояние подвижных электрических зарядов в определенных физических условиях может нарушаться, например, при низкой влажности, достаточно высоких температурах или быстрой и резкой их смене. Использование кривых сопротивления, измеренных в естественных условиях, для изучения морфологических особенностей и картирования почв, возможно в тех случаях, когда влияние влажности на сопротивление можно считать пренебрежимо малым. Это второй путь использования полевых методов электрического сопротивления при изучении почв.

Поскольку в электрическом сопротивлении отражается изменение многочисленных свойств почвы, с использованием полевых электрических методов возможно решение разнообразных почвенных задач.

Метод сопротивления представляется перспективным в применении к различным типам почв, в основном в связи с его экспрессностью, информативностью, возможностью проведения измерений как в полевых, так и в лабораторных условиях, с использованием дешевого, простого и доступного оборудования. Особенно успешно применение методов сопротивления в случаях, когда резко изменяется какое-либо одно почвенное свойство, оказывающее влияние на сопротивление, – содержание солей, влажность, скелетность – или когда профиль почвы резко дифференцирован на генетические горизонты. Сложности в применении электрического сопротивления для оценки почв в полевых условиях возникают при одновременном варьировании многочисленных почвенных свойств, оказывающих влияние на плотность подвижных электрических зарядов, на почвах, слабо дифференцированных по профилю. Такие условия складываются на пойменных почвах различных климатических зон, образовавшихся под действием многочисленных факторов геологического и биологического характера.

Применение полевых электрических методов для оценки гидроморфных почв с генетическими целями осложняется следующими причинами.

1. Сильная дифференциация профиля по влажности, связанная с близким залеганием грунтовых вод.

2. Комплексность почвенного покрова гидроморфных почв.

3. Совместное влияние на электрическое сопротивление многочисленных свойств почв, при котором сложно выделить факторы, оказывающие определяющее взаимодействие.

Тем не менее, детальное изучение влияния свойств почв на удельное электрическое сопротивление и применение полевых электрических методов с учетом ограничивающих факторов позволяют в известной степени преодолеть эти трудности.

В литературе существуют большие разногласия по поводу характера зависимости сопротивления от влажности и температуры.

Обычно вид таких зависимостей и их выбор не обосновываются теоретическими представлениями о механизме и законе распределения электрических зарядов в почвах, а строятся исключительно на статистических положениях при удачном описании полученного массива данных тем или иным видом эмпириче-

ской регрессионной зависимости. Зависимости предлагались самые различные, начиная от экспоненциальной и степенной, до линейной. Сопряженное влияние на сопротивление не только влажности, но и температуры, концентрации почвенного раствора, плотности сложения и других свойств почвы привели к отказу от использования кондуктометрических методов для определения влажности почвы (А.Д. Воронин). Более того, часто влияние влажности и температуры на сопротивление считают мешающим при использовании полевых методов ВЭЗ, ЭП и НЭП для оценки генетических свойств почв. Однако влияние влажности и температуры во многих случаях можно исключить, основываясь на экспоненциальном виде зависимости сопротивления от этих свойств. Это позволяет предположить, что в диапазоне влажности ВРК-ППВ и выше и температуре 10–25°С их влияние на сопротивление является минимальным, так как на этом участке кривых достаточно большому увеличению влажности и температуры соответствует относительно небольшое изменение удельного электрического сопротивления. (А.И. Поздняков). В гумидной зоне, например, по мнению Л.О. Карпачевского, А.И. Позднякова и других, при определении мощности подзолистого горизонта в полевых условиях методом ВЭЗ можно исключить влияние влажности, поскольку в этой зоне на автоморфных почвах распределение влажности по профилю относительно равномерное и находится в диапазоне W>ВРК-ППВ, где влияние влажности на сопротивление минимально. Вышеотмеченные зависимости представленные на рисунке 4.4, получены именно при высокой влажности почв, когда влияние ее на электрические параметры незначительное. Перед применением полевых методов электрического сопротивления для изучения пойменных почв необходимо оценить степень влияния влажности на сопротивление в естественных условиях, изучить ход зависимости сопротивления от влажности в лабораторных условиях во всем диапазоне варьирования этого свойства.

Магнитные свойства почвы

Почвы содержат самые разные минералы. Среди них обычно преобладают силикаты, оксиды и гидроксиды. Все минералы можно разделить на ферромагнетики, диамагнетики, парамагнетики и ферримагнетики. Они отличаются по своим магнитным свойствам и, в первую очередь, по магнитной восприимчивости. Магнитная восприимчивость в единице объема тела (æ) равна отношению намагниченности (I) к напряженности (H) намагничивающего поля: æ=I/H. Магнитную восприимчивость, рассчитанную на единицу массы, называют удельной магнитной восприимчивостью (χ), равной æ/d, где d – плотность тела.

Диамагнетики обладают отрицательной магнитной восприимчивостью и очень небольшой по ее абсолютному значению ($n \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). При помещении в магнитное поле они индуцируют поле, противоположное внешнему. Их магнитная восприимчивость слабо зависит от температуры и напряженности поля.

Парамагнетики обладают положительной магнитной восприимчивостью, абсолютная величина которой достигает $n \cdot 10^{-2}$ ед. СИ. В них создается магнитное поле, совпадающее с внешним. Напряженность этого поля зависит от температуры и возрастает при увеличении напряженности внешнего магнитного поля.

Ферромагнетики обладают высокой магнитной восприимчивостью в диапазоне температуры ниже точки Кюри. Выше этой точки ферромагнетики переходят

в парамагнетики. Магнитная восприимчивость феромагнетиков положительная и достигает значений $n \cdot 10^5 – 10^6$ ед. СИ.

Существуют также антиферромагнитные и ферримагнитные вещества. Для первых характерно более низкая магнитная восприимчивост, которая возрастает при повышении температуры (температура Нееля), после чего снижается. Для ферримагнитных веществ свойственны более сложное поведение намагниченности в зависимости от температуры, чем для ферромагнетиков, и менее высокие значение ее величины.

Высокая дисперсность ферромагнетиков может привести к супермагнетизму, который проявится как ферромагнетизм при низких температурах (жидкого азота и даже жидкого гелия).

В почвах кварц, полевые шпаты – обычно диамагнетики. При изоморфном внедрении в них железа они становятся парамагнетиками. Слюды, амфиболы являются парамагнетиками (табл. 4.22).

Таблица 4. 22. Удельная магнитная восприимчивость основных почвенных минералов (по Л.А. Обыденовой)

Минерал	Класс магнетика	Удельная магнитная восприимчивость, χ 10^{-6}, $см^3/кг$
ортоклаз, кальцит	диамагнетик	–0,48
альбит	"	–0,50
кварц	"	–0,58
карналлит	"	–0,75
гипс	"	–1,25
каолинит	"	–1,90
доломит	парамагнетик	1,10
мусковит	"	1,2–11,3
турмалин	"	2,7
монтмориллонит	"	11,3–79,1
гидрослюды	"	5,8
гранат	"	13,8–116,8
авгит	"	16,1–35,2
роговая обманка	"	23,8–28,8
эпидот	"	30,1
биотит	"	28,8–100,4
глауконит	"	41,4
нонтронит	"	25
магнетит	ферромагнетик	50 000–3 120 000
маггемит	"	41 000–3.120 000
ферроксигит	"	3 064–3 4540
гетит	"	35–537
гематит	"	100–135
лепидокрокит	"	203–306
ферригидрит	"	162–251

Примечание. Для всех гидроксидов железа магнитная восприимчивость измеряется в $n \cdot 10^0$ (n).

Из данных по магнитной восприимчивости минералов можно сделать вывод, что восприимчивость почв будет зависеть от их минерального состава, а так как в большинстве почв преобладают кварц, полевые шпаты, амфиболы, слюды, каолинит, монтмориллонит, то и магнитная восприимчивость обычных почв очень мала. Она измеряется $n \cdot 10^{-3}$ и еще меньшими значениями (табл. 4.23).

Таблица 4.23. Магнитная восприимчивость (χ 10^{-6}, $см^3/кг$) разных почв

Почва	Генетические горизонты			
	A1 (Ад, Т, Ат)	AE (AB, Ag, G)	B (Bg, G)	C
торфянисто-глевая, тундра (Таймыр)	6	23	16	–
дерново-глеевая, тундра (Таймыр)	31	22	25	30
дерновая мерзлотно-таежная (Магадан)	35	32	6	–
лугово-таежная (В. Забайкалье)	33	24	18	–
дерново-таежная (В.Забайкалье)	113	19	15	–
дерново-карбонатная (Эстония)	3	3	4	2
дерново-подзолистые	12	7	10	17
подзолисто-бурая (Калининград)	23	3	5	10
бурая лесная, супесчаная (Калининград)	8	11	11	7
вулканическая охристая (Камчатка)	683	308	1430	–
серая лесная суглинистая (Пущино)	18	25	19	15
то же (Курск)	31	41	41	26
типичный чернозем, степь (Курск)	54	33	10	9
то же (Курск, Дубрава)	50	20	14	8
темно-каштановая (Аскания Нова)	53	41	32	18
светло-каштановая (Волгоград)	41	36	16	14
лугово-каштановая (Волгоград)	31	24	20	16
солодь (Джаныбек)	15	9	10	10
солонец (Волгоград)	40	48	35	12
солончак (Сиваш)	35	32	25	17
коричневая (Крым)	66	60	60	80
краснозем (Чаква)	370	180	230	480
черная слитая (Алазанская долина)	8	8	8	8
ферраллитная типичная (Куба)	1027	1183	–	–

Примечание. Прочерк – нет данных.

Заключение

Гранулометрический состав почв определяет многие другие их свойства. С ним связан валовой состав почв, содержание гумуса, питательных элементов, влагоемкость, пористость. Чем тяжелее гранулометрический состав, тем больше в почвах (при прочих равных условиях) содержание гумуса, воды, пористость, тем почва богаче питательными веществами. Последнее обязано тому, что более мелкие фракции гранулометрического состава богаче такими элементами, как P, K, Ca (табл. 4.24).

Таблица 4.24. Содержание питательных элементов в разных гранулометрических фракциях почв лесной зоны (% от массы почвы)

Фракция	P	K	Ca
песок	0,05	1,4	2,5
пыль	0,10	2,0	3,4
ил	0,30	2,5	3,4

Это значит, что более тяжелые почвы потенциально более плодородны.

Но плодородие почв определяется также их физическими свойствами, которые также определяются гранулометрическим составом. Продуктивность почв выше, если их плотность колеблется в пределах 1–1,4, пористость 50–60%, влагоемкость 40–60%.

Пористость почв зависит от их гранулометрического состава и агрегированности. Пористость увеличивается с утяжелением гранулометрического состава и уменьшением плотности почвы. Исключение представляют слитые почвы и тяжелые по гранулометрическому составу иллювиальные горизонты почв подзолистого типа. В них плотность почв возрастает, а пористость уменьшается, что связано с плохой агрегированностью этих почв в естественном их залегании.

Плотность суглинистых и глинистых почв зависит от влажности: чем выше влажность, тем меньше плотность, что определяется набуханием почв. В сухих почвах образуются трещины, а блоки между трещинами имеют высокую плотность. Поэтому для расчета запасов веществ в почвах следует использовать значения плотности почвы в увлажненном состоянии.

Плотность агрегатов обычно выше плотности почвы в целом, и чем меньше агрегат, тем выше его плотность.

Корневые волоски растений проникают в поры, диаметр которых больше 10 мкм. Мелкие корни осваивают поры с диаметром больше 100 мкм. Бактерии заселяют поверхность пор с диаметром больше 1 мкм. Отсюда видна важная роль порового пространства в жизни почвенной биоты.

Литература

Ананьев В.П. Минералогический состав лессовой породы Ставрополья // Докл. АН СССР. 1956. Т. 110. № 6. С. 1079–1082.

Бабанин В.Ф., Трухин В.И., Иванов А.В., Карпачевский Л.О., Морозов В.В. Магнетизм почв. Ярославль. 1995.

Бондарев А.Г., Кузнецова И.В., Тихонравова П.И. К вопросу об изменении основных агрофизических и агрохимических свойств залежных почв. Тр. Всерос. конференции Фундаментальные физические исследования в почвоведении и мелиорации. М. 2003.

Воронин А.Д. Основы физики почв. М.: Изд-во МГУ, 1986.

Воронин А.Д. Структурно-функциональная гидрофизика почв.М.: Изд-во МГУ, 1984.

Гаель А.Г., Смирнова Л.Ф. Пески и песчаные почвы. М.: ГЕОС, 1999.

Грег С., Синг К. Адсорбция, удельная поверхность, пористость. М.: Мир, 1970.

Глобус А.М. Экспериментальная гидрофизика почв. Л. 1969.

Иоффе А. Ф., Ревут И. Б. Основы агрофизики. М.: Изд-во физ-мат. литературы, 1959.

Поздняков А.И., Позднякова Л.А., Позднякова А.Д. Стационарные электрические поля в почвах. М.: КМК Scientific Press Ltd., 1996.

Сергеев Е.М. Инженерная геология. М.: Изд-во МГУ, 1978.

Скворцова Е.Б., Сапожников П.М. Трансформация порового пространства уплотненных почв в ходе сезонного промерзания и оттаивания // Почвоведение. 1998. № 11. С. 1371–1381.

Brady Nyle C. The Nature and of Properties of Sols. N.Y.: Macmillan Publishing Company, 1990.

Lieberoth Immo. Bodenkunde. Berlin VEB Deutscher Landwirtschaftsverlag, 1982

Глава 5
Водные свойства почв

К водным свойствам относят физические свойства почв, определяющие состояние и движение в них воды. Наиболее важным водным свойством почв является влажность, содержание в них воды. Влажность зависит от общей пористости почвы, распределения пор по размеру, водообмена между почвой, атмосферой и растением. Рассчитывают влажность в % на абсолютно сухую массу, на сырую навеску в г/г, в % от объема почвы. В почвоведении была разработана система так называемых водных констант почвы для лучшей оценки обеспеченности растений водой.

Водные константы

Еще в начале XX в. Л. Бриггс и Г. Шанц установили, что потребление воды растениями ограничивается влажностью, характерной для каждой почвы и зависящей от гранулометрического состава. Эта влажность была названа влажностью завядания (ВЗ). Одновременно П.С. Коссович установил понятие наименьшей влагоемкости (НВ), которая потом получила название полевой влагоемкости (ПВ), или предельной полевой влагоемкости (ППВ) – влажность почвы после стока избытка воды. Э. Митчерлих предложил константу – максимальная гигроскопическая влажность (мг), которой было дано следующее определение: максимальной гигроскопической называется влажность, которая характерна для почвы после выдерживания ее в атмосфере, близкой к полному насыщению водяными парами (0,96–0,98). В дальнейшем были добавлены следующие константы: полная влагоемкость (когда все поры почвы заполнены водой), капиллярная влагоемкость (влажность капиллярной каймы почвы), влага разрыва капилляров (М.М. Абрамова, А.А. Роде), максимальная адсорбционная влажность, равная в среднем 60% от максимальной гигроскопической влажности почвы (А.А. Роде), максимальная молекулярная влагоемкость (А.Ф. Лебедев). А.Д. Воронин считает, что ММВ равна первому критическому потенциалу, близка к НВ, и определение ее нецелесообразно. Некоторые исследователи отождествляют влагу разрыва капилляров с молекулярной влагоемкостью по, А.Ф. Лебедеву. Наиболее широко используют на практике три константы: наименьшая (полевая) влагоемкость, максимальная гигроскопическая влага, влага завядания. Последнюю обычно определяют методом малых миниатюр: в алюминиевый стаканчик загружают влажную почву, выращивают на ней растение, обычно ячмень или овес, и, когда проростки хорошо разовьются, парафинируют поверхность почвы и ждут, пока растение не завянет. Остаточная влага характеризуется как влага завядания. Ясно, что если вместо ячменя и овса взять другое растение, то влажность может оказаться другой. Остальные константы сейчас почти не используют на практике, и они, скорее, теоретические, чем практические, так как методы их определения плохо разработаны, а результаты определения противоречивы. Следует отметить, что термин "константа" по отношению к водным свойствам почв несколько не корректен. Эти константы изменчивы в зави-

симости от разных состояний почвы. Так, вспаханная почва и естественная имеют разную наименьшую влагоемкость, различия достигают нескольких процентов. Влага завядания изменяется в зависимости от вида растения, она близка для злаков, но другая для деревьев и для влаголюбивых растений, хотя различия в этом случае обычно не превышают десятых долей процента от массы почвы. Поэтому следует принимать эти константы как условные, достаточно приближенно характеризующие состояние воды в почве.

Формы воды в почве

А.Ф. Лебедев первым предложил выделить разные формы воды по их подвижности в почве. Так, он считал, что почвенную воду можно разделить на:

1) парообразную (в почвенной атмосфере);

2) связанную: а) прочносвязанную (сорбированную на поверхности почвы, пленочную, гигроскопическую), б) рыхлосвязанную (удерживаемую очень тонкими капиллярами);

3) гравитационную, свободную, перемещающуюся в почве под силой тяжести;

4) воду в твердом состоянии: кристаллизационную и химически связанную.

Как видно из этой классификации, ее основа – качественная оценка связи почвы с твердой фазой. Н.А. Качинский считал, что прочно и рыхло связанная вода имеет плотность, заметно большую, чем свободная и капиллярная. М.В. Чапек и Ф. Респондек, как уже говорилось, приводили данные, что плотность связанной воды составляет 1,5. По оценке Н.А. Качинского, прочносвязанная вода имеет плотность 1,5, а рыхлосвязанная – 1,25. Однако данные П. Олодовского показали, что самые тонкие пленки прочносвязанной воды имеют плотность не больше 1,19. Но и это значение, возможно, преувеличено из-за того, что система почва – вода меняет свой объем по сравнению с отдельными компонентами системы, т.е. объем прочносвязанной воды и почвы – величины не аддитивные, их нельзя складывать. По данным Е.М. Сергеева, содержание прочносвязанной воды не меняется, если давление пресса на влажную почву достигает 20–50 мПа. Считалось также, что такие показатели, как замерзание почвенной воды, ее теплоемкость, различаются для разных форм воды. Оказалось, что действительно, чем прочнее вода связана с почвой, то при меньшей температуре она замерзает. Первым это обнаружил Д. Боюкос, который установил, что часть воды в глинистых почвах не замерзает и при –70°С. По данным Т.А. Литвиновой, замерзание воды в каолините идет в интервале от –10 до –20°С, в монтмориллоните при –70° еще 7% воды не замерзают, что связано с разной степенью фиксации воды этими минералами. В каолините прочносвязанной воды очень мало, в монтмориллоните – много. По данным С.В. Нерпина и Н.В. Чураева, вязкость связанной воды (в ультрапорах на расстоянии 4–6 нм) возрастает в 3 раза. Диэлектрическая проницаемость пленки воды, толщиною 70 нм, по данным М.С. Мецика, составляет 4,5 (у свободной воды – 81). Рыхлосвязанная вода по всем свойствам близка к свободной. Она имеет такую же плотность, теплоемкость, но замерзает при –1,5°С. Ряд исследователей считает, что сумма прочно- и рыхлосвязанной воды равна молекулярной максимальной влагоемкости (ММВ).

Капиллярная вода заполняет уголки пор, поднимается по капиллярам от грунтовых вод, заполняет капилляры после поступления воды сверху на поверхность почв. В последнем случае ее называют подвешенной водой. Наибольшее количество

подвешенной воды геологи называют наименьшей влагоемкостью, что, в принципе, справедливо, так как этот термин ввел П.С. Коссович как характеристику влажности после стока избытка воды.

Капиллярная вода, поднимающаяся от грунтовых вод, по мере подъема заполняет все более тонкие капилляры и замедляет скорость подъема с высотой. Установлено, что высота капиллярного подъема в среднезернистых песках равна 15–30 см, мелкозернистых – 35–100 см, в супесях – 100–150 см, в суглинках – 3–4 м. В глинах вода может подниматься на 8 м, а в лессах на 4 м (за два года). При этом во влажной почве капиллярный подъем в 3, 4 раза быстрее, чем в сухой, где мешают поры, заполненные воздухом. Вода в капиллярах глинистых и суглинистых почв замерзает при температуре –2°С. По данным В.В. Охотина, капиллярный подъем в песках с размерами зерен крупнее 0,25 мм зависит от минерального состава субстрата. Высота подъема уменьшается в ряду: слюда > окатанный кварц > полевые шпаты > остроугольные шпаты. В этом же ряду возрастает гидрофобность (увеличивается угол смачивания от 13 до 58°).

Гравитационная вода представлена просачивающейся водой и водой почвенно- грунтового потока. Просачивающаяся вода стекает в почве до тех пор, пока вся не рассосется по мелким капиллярам или не дойдет до водоупора, где она накапливается и начинает двигаться по уклону водоупора, превратившись в почвенно-грунтовый поток.

Кристаллизационная и химически связанная вода удаляется из почвы, практически, при 170°С.

Все классификации форм воды в почве отражают одну несомненную закономерность: подвижность воды и доступность ее растениям изменяется в зависимости от снижения влажности почвы. Чем меньше влажность, тем меньше доступность воды для растений. Это явление объясняется учением о потенциале почвенной влаги, которую разработали Э. Бакингем, В. Гарднер, Л. Ричардс, И. Слейтер, Д. Филипп, Э. Чайлдс, а в России А.Д. Воронин, А.Г. Дояренко, С.И. Долгов, И.И. Судницын, Е.В. Шеин. Было много попыток выразить гидрологические константы через потенциал почвенной влаги. Наиболее полно это сделал А.Д. Воронин.

Потенциал почвенной воды

Как всякое тело, вода обладает энергией – потенциальной и кинетической. Кинетическая энергия воды – это реализация потенциальной, т.е. та работа, которую производит движущаяся вода (перенос частиц, разрушение агрегатов и пр.). Движение воды происходит по градиенту потенциала: от точек с большим потенциалом к точкам с меньшим потенциалом воды. На подвижность воды в почве влияют поверхность твердой фазы (почвенная матрица), растворенные вещества, размеры капилляров. Все эти явления обобщены в учении о потенциале почвенной воды. Полным потенциалом почвенной воды Ψ_t называют полезную работу на единицу количества чистой воды, которую надо затратить, чтобы перенести изотермически и обратимо бесконечно малое количества воды из резервуара с чистой водой, расположенного на определенной высоте при стандартном атмосферном давлении, в почвенную воду в данной точке.

Потенциал давления (тензиометрический потенциал) Ψp – такая же работа, которую надо затратить, чтобы перенести раствор, идентичный по составу поч-

венному в данной точке, расположенной на той же высоте, что и резервуар с раствором. Можно также сказать, что эта необходимая работа, которую надо затратить, чтобы извлечь почвенный раствор из почвы.

Потенциал давления в условиях постоянного внешнего газового давления обозначают как капиллярно-сорбционный (матричный) потенциал.

Осмотический потенциал $\Psi_{осм}$ определяется растворенными в воде соединениями, – это работа, которую следует проделать для извлечения чистой воды из раствора.

Гравитационный потенциал – та работа, которую может совершить вода в почве под действием силы тяжести.

Полный потенциал воды в почве составляет сумму потенциалов давления (матричного), гравитационного и осмотического.

$$\Psi_t=\Psi_p+\Psi_g+\Psi_{осм}$$

Сумма потенциалов давления и гравитационного дает гидравлический потенциал: $\Phi=\Psi_p+\Psi_g$, определяющий движение воды в почве в диапазоне выше влажности максимальной гигроскопической.

Полный потенциал почвенной воды имеет отрицательный знак, что отражает необходимость затратить работу для извлечения воды из почвы. Потенциал почвенной воды связан с содержанием воды в почве, что, в свою очередь, зависит от относительной влажности воздуха, с которым контактирует почва. Зависимость потенциала и влажности получила название ОГХ – основная гидрофизическая характеристика. Она показывает связь потенциала и влажности для каждой почвы, и форма ее в достаточной степени индивидуальна для каждой почвы. В общей форме эта связь представлена в таблице 5.1.

Потенциал почвенной воды (и матричный потенциал) также выражают в pF (отрицательный десятичный логарифм потенциала, выраженного в см водного столба). Так, 1 бар, соответствует pF=3, средний потенциал влаги завядания злаков (15 бар) – pF 4,2.

Однако отмечается одна важная закономерность: при утяжелении гранулометрического состава все так называемые константы соответствуют более низкому потенциалу (с учетом его отрицательного знака). Так, для песчаных почв потенциал при полевой влагоемкости соответствует pF 2 (–0,1 бар), для суглинистой почвы – pF 2.5 (–0,3 бар), для глинистой – pF 3 (–1 бар). При большой влажности потенциал существенно зависит от структуры почвы: агрегированная почва обычно имеет при одном и том же потенциале (в пределах 1 бара) более низкую влажность, чем не агрегированная (растертая).

ОГХ – основная гидрофизическая характеристика почв показывает, что хотя форма кривой достаточно сложна и не аппроксимируется одним уравнением, но само энергетическое состояние почвенной влаги – непрерывная функция от влажности.

А.Д. Воронин выдвинул концепцию критических потенциалов, которая позволяет оценить гидрологические константы с энергетической точки зрения. Он выделяет адсорбционную влагу (в принципе – мономолекулярный слой воды на почвенной матрице), выше которой в почве появляется стыковая вода. Эта влажность совпадает с влажностью предела усадки почвы. При утяжелении грануломет-

Таблица 5.1. Потенциал почвенной воды в зависимости от относительной влажности воздуха

Общий потенциал почвенной воды, Ψt				Относительная влажность при 20°С, %
На единицу массы		На единицу объема		
эрг/ г	дж/кг	бар	см H_2O	
0	0	0	0	100,00
$-1 \cdot 10^4$	–1	–0,01	–10,2	99,999
$-5 \cdot 10^4$	–5	–0,05	–51,0	99,997
$-1 \cdot 10^5$	–10	–0,1	–102	99,993
$-2 \cdot 10^5$	–20	–0,2	–204	99,985
$-3 \cdot 10^5$	–30	–0,3	–306	99,978
$-4 \cdot 10^5$	–40	–0,4	–408	99,971
-510^5	–50	–0,5	–510	99, 964
$-6 \cdot 10^5$	–60	–0,6	–612	99,965
$-7 \cdot 10^5$	–70	–0,7	–714	99,949
$-8 \cdot 10^5$	–80	–0,8	–816	99,941
$-9 \cdot 10^5$	–90	–0,9	–918	99,934
$-1 \cdot 10^6$	–100	–1	–1020	99,927
$-2 \cdot 10^6$	–200	–2	–1040	99,851
$-3 \cdot 10^6$	–300	–3	–3060	99,778
$-4 \cdot 10^6$	–400	–4	–4080	99,705
$-5 \cdot 10^6$	–500	–5	–5100	99,637
$-6 \cdot 10^6$	–600	–6	–6120	99,556

Примечание. 1 бар=100 кПа.

рического состава величина влажности возрастает, а капиллярно-сорбционный потенциал ее уменьшается (с учетом отрицательного знака потенциала). Изменение потенциала аппроксимируется уравнением прямой с начальной точкой (pF): 5,21+3W. где W – влажность почвы в г/г. Угол между осью влажности и прямой изменения потенциала приближенно равен 17°45′.

Первый критический потенциал (Фс1) соответствует начальной точке pF=2,18, угол наклона прямой тот же, что и у предыдущей зависимости. (17°45′). Уравнение для этого потенциала имеет вид: 2,18+3W. Оно отражает переход воды из стыковой в капиллярно-стыковую. Потенциал свидетельствует о максимальном содержании сорбционно- стыковой влаги и совпадает с потенциалом оптимальной влажности агрегатообразования.

Эта же исходная точка определяет максимальный капиллярно-сорбционный потенциал, значительная часть воды при котором находится в капиллярах. Для ненарушенных почв влажность при этом потенциале совпадает с НВ (ППВ). Уравнение прямой этого потенциала идет под углом 6° и имеет вид: 5,21+W. При потенциале выше Фмксв часть влаги находится под действием гравитационных сил. Границу капиллярно-сорбционной и капиллярно-гравитационной влажности определяет прямая, проходящая из той же точки pF 2.18 параллельно оси влажности (т.е. отсутствует зависимость от влажности, и тангенс угла равен 0).

Как видно из теории структурной организации почв А.Д. Воронина, принятые константы в ней играют весьма малую роль. Кроме того, потенциал этих

констант уменьшается с утяжелением гранулометрического состава. Поэтому константы – достаточно условная категория в почвенной гидрологии, унаследованная от тех времен, когда энергетической характеристики почвенной воды еще не применяли. Для понимания поведения воды в почве, ее доступности для растений достаточно использовать энергетическую концепцию. Так, потенциал влаги завядания для злаков (пшеница, ячмень, рожь) в среднем равна 1500 кПа, для таких пород деревьев, как ель, сосна, дуб, береза, осина – 2400 кПа. Энергетическое состояние воды в почве позволяет быстро оценить водный режим растений. Потребление растениями воды из почвы определяется их сосущей силой. Сосущая сила зависит от осмотического давления в клетках растения за вычетом тургорного давления, которое препятствует поступлению воды в клетку. Осмотическое давление в клетках корней достигает 1000 кПа, а в листьях – 4000 и даже 6000 кПа в листьях ясеня зеленого на светло-каштановых почвах Ергеней. Именно разница в потенциале воды в почве и растении определяет поступление воды в растение из почвы. Иллюстрацией сказанного может служить распределение значений потенциала в почве и тканях тополя берлинского на темно-каштановых почвах Уральской области, по данным Н.А. Взнуздаева (рис. 5.1). В исследованной почве в слое 0–50см потенциал почвенной воды равен –1500 кПа, в слое 50–100 см –500 ÷ –1000кПа, в слое 100–150 см –200 ÷ –500 кПа, в слое ниже 150 см –200 кПа. У тополя потенциал воды в листьях равен –2400 ÷–3200 кПа, в лубе ствола –1800 ÷ –2600 кПа, в корнях –1600 ÷ –900кПа.

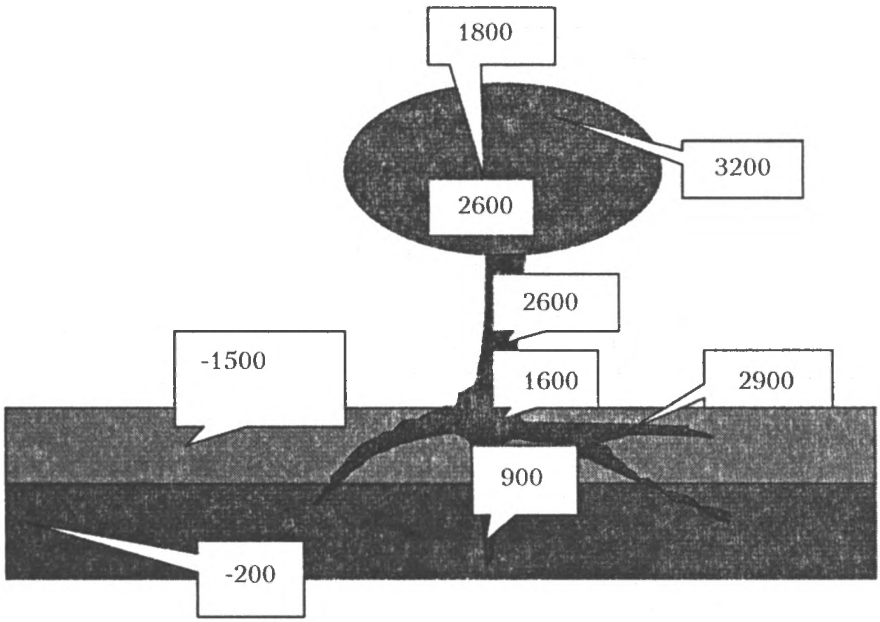

Рис. 5.1. Распределение потенциала воды (кПа) в системе дерево (тополь)–почва (лугово-каштановая)

Таким образом, в листьях потенциал воды всегда меньше потенциала корней, что определяет постоянное движение воды от корней к листьям. В засушливых почвах физическое испарение может привести к тому, что водный потенциал почвы будет намного меньше потенциала корня, и потребление воды из почвы станет невозможным. Так, по данным В.П. Холодовой, при внесении в питательный раствор NaCl в концентрациях 0,25–2,0 М/л осмотический потенциал клеточного сока у хрустальной травки (Mesembryanthemum crystallinum L.) снижался с –1мПа до –3 мПа, и сразу резко падала транспирация, обводненность листьев (до 70% относительной насыщенности водой тканей растения). Но в питательном растворе потенциал превышал десятки мПа, именно поэтому растения не могли потреблять воду и восполнять водный дефицит. Так как корни растений занимают не более 1–3% объема почвы (ниже слоя 0–10 см), то потребление воды будет также зависеть от скорости подтока ее к корню, которая снижается по мере падения потенциала воды у корня в связи с поглощением им воды. Подток воды определяется двумя составляющими: влажностью почвы (разностью потенциалов) и свойствами самой почвы (ее пористостью, плотностью, формой пор, удельная поверхностью и др.).

Влагопроводность почвы

Движение воды в почве подчиняется закону массопереноса: $V/At=q= -K \operatorname{grad} Ф$, где К – коэффициент пропорциональности, зависящий от свойств среды и переносимого вещества, V – объем переносимого вещества через единицу площади А в единицу времен t. На практике обычно используют частный случай этого уравнения – закон Дарси (французский инженер, первым предложивший эту формулу) для анализа движения воды в водонасыщенной почве $Q=K \Delta H/L$, где Q – количество воды, прошедшее сквозь единицу площади при разности напора ΔH и длине пути движения воды L, К – коэффициент влагопроводности при градиенте напора в один см на единицу длины пути в см. В насыщенных почвах происходит обычно фильтрация. При впитывании воды в сухую почву сначала большое ее количество идет на смачивание контактного слоя, а затем контактный слой фильтрует воду в согласии с коэффициентом фильтрации, характерной для данной почвы. В ненасыщенных почвах движение воды определяется разностью потенциалов между двумя точками. В отличие от насыщенной водой почвы движение в ненасыщенной определяется не гравитационным потенциалом, а разностью отрицательных потенциалов. Вода стремится уравнять потенциалы, толщину водных пленок. Кроме того, в почвах всегда наблюдается диффузия водяного пара в порах, что осложняет динамику влажности почв.

Заключение

Водные свойства, наряду с климатом, погодными условиями, типом экосистемы, определяют водный режим почв и, следовательно, их экологическую функцию – водоснабжение растений. Известно, что по отношению к воде все растения можно разделить на гигрофиты (обитающие в воде), гидрофиты (требующие увлажненных почвы), мезофиты (обитающие на почвах с достаточным увлажнением) и ксерофиты, произрастающие на сухих почвах. Именно в этих

требованиях растений к воде скрыта основа глобальной зональности растений. Формирование разных климатических поясов с разным водным режимом почв приводит к произрастанию на этих почвах разных ассоциаций растений. Выделяют гумидный пояс (тундра и лесная зона умеренной зоны, тропические дождевые и муссонные леса, субальпийские и альпийские горные пояса, горно-лесной пояс), семиаридные зоны (степная и лесостепная, саванны в тропиках, леса и кустарниковые заросли средиземноморского типа: маквис, чапараль, буш), аридные регионы (сухие степи, полупустыни и пустыни).

Именно влажность почвы определяет разное распределение растений в пределах катены, по микрорельефу, в поймах и на плакоре (водоразделе). В пределах одного ландшафта распределение растений связано прежде всего с водным режимом почв – одной из главных их характеристик.

Литература

Воронин А.Д. Физика почв. М.: Изд-во МГУ, 1986.

Воронин А.Д. Структурно-функциональная гидрофизика почв. М.: Изд-во МГУ, 1984.

Олодовский П.П. Структура адсорбированной воды и ее роль в формировании фильтрационных свойств тяжелых почв и грунтов. Автореф. дисс....докт. хим. наук. Минск, 1986.

Орешкина Н.С. Статистические оценки пространственной изменчивости свойств почв. М.: Изд-во МГУ, 1988.

Сергеев Е.М. Инженерная геология. М.: Изд-во МГУ, 1978.

Судницын И.И. Движение почвенной влаги и водопотребление растений. М.: Изд-во МГУ, 1979.

Роде А.А. Учение о почвенной влаге. Т. 1 и 2. Л.: Гидрометеоиздат, 1969, 1971.

Hilel D. Fundamentals of soil physic. N.Y. Acad. Press, 1980.

Philipp J. Fifty years progress in soil physic // Geoderma. 1974. № 12. P. 265–280.

Глава 6
Водный режим почвы

Водный режим почв характеризует поступление воды в почву и расход ее из почвы на отток в грунтовые воды или другие элементы рельефа, на испарение и транспирацию. Последние два явления объединяют часто единым термином суммарное испарение (эвапотранспирация) – в связи с трудностью определения их по отдельности. Обычно водный режим характеризуют следующими параметрами: режим влажности (изменение содержания воды в почве в зависимости от погодных условий и воздействия растений) и водный баланс почв (оценка прихода и расхода воды в почвах в годовом цикле). Водный баланс многие исследователи отождествляют с водным режимом, но это не совсем корректно. Водный баланс – лишь один из параметров, характеризующих водный режим. В последнее время к этим известным параметрам прибавили характеристику гидрологического профиля и гидрологических горизонтов почв. Водный режим важен для понимания генезиса почв, их экологических функций, которые проявляются в поддержании определенного растительного покрова в данных условиях.

Водный режим и генезис почвы

Генезис почв неразрывно связан с их водным режимом. Еще Е. Гильгард выделил аридные и гумидные почвы, показав разницу в их свойствах. Водный режим сделал основой одного из варианта классификации почв К.Д. Глинка. С.С. Неуструев ввел в научную практику такие понятия, как автогенные и гидрогенные почвы, которые потом его ученик А.И. Безсонов заменил на прижившиеся названия: автоморфные и гидроморфные почвы, что позволяет сразу установить генезис многих почв. Следует обратить внимание на очень неопределенное употребление этих терминов: часто говорят автоморфные и гидроморфные условия, что бессмысленно. Надо говорить об условиях увлажнения: недостаточное увлажнение, нормальное, избыточное. Г.Н. Высоцкий разработал первую систему, первую классификацию типов водного режима. Она в дальнейшем была уточнена А.А. Роде. Выделение типов водного режима основывается на коэффициенте увлажнения (КУ) Высоцкого-Иванова: отношении суммы годовых осадков к испаряемости (испарения с водной поверхности) в течение года. Если это отношение больше 1, то водный режим почв промывной, если меньше 1 – непромывной. Если КУ периодически бывает как больше, так и меньше 1, то водный режим – периодически промывной. Если к поверхности почвы подходят грунтовые воды, то тип водного режима относится к выпотному. В случае, если часть воды, поступающей из грунтовых вод, отсасывают растения, тип водного режима – десуктивно-выпотной (рис. 6.1).

А.А. Роде добавил мерзлотный тип водного режима, а С.А. Владыченский выделил водный режим подтопления, связанный с водохранилищами.

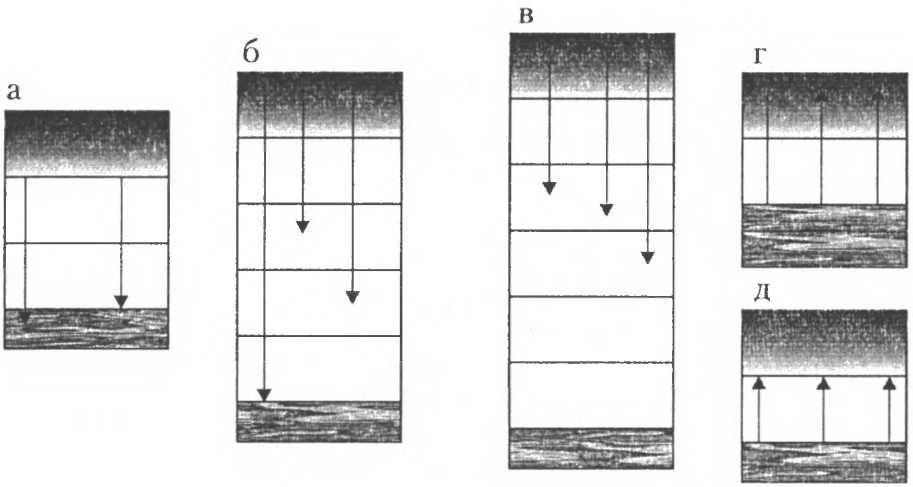

Рис. 6.1. Типы водного режима, по Г.Н. Высоцкому и А.А. Роде: а – промывной, б – полупромывной, в – непромывной, г – выпотной, д – десуктивно-выпотной

Не касаясь правомерности 2-х последних типов водного режима, отметим одно из важных несовпадений, заставивших, возможно, К.Д. Глинку отказаться от построения классификации почв на основании их водного режима.

Типов водного режима – 5–7, а типов почв значительно больше. Несколько типов почв характеризуются одним типом водного режима. Так, подзолистые, дерново-подзолистые, луговые, дерновые, бурые лесные почвы, красноземы и желтоземы обладают промывным водным режимом. Серые лесные почвы, выщелоченные черноземы – периодически промывным. Обыкновенные, южные черноземы, каштановые почвы, сероземы, бурые полупустынные почвы относятся по типу водного режима к непромывным. Болотные почвы и солончаки характеризуются выпотным типом водного режима. Некоторые гидроморфные (солончаковатые и дерново-глеевые почвы) относятся к десуктивно-выпотным. Очевидно, что связь типа водного режима в понимании Высоцкого–Роде и генезиса почв отмечается на более высоком таксономическом уровне, чем тип почв, скорее на уровне больших групп почв. Но бесспорно, что тип водного режима определяет особенности перемещения веществ в почве, степень разрушения минералов и обломков горных пород в почвах, само сохранение определенных типов минералов. Так, почвы с промывным типом водного режима отмыты в большинстве случаев от растворимых солей и карбонатов. На Русской и Американской равнинах прослеживается закономерность снижения глубины залегания карбонатов на 30 см при повышении суммы годовых осадков на 100 мм. Напротив, выпотные почвы, как правило, оглеены и могут быть обогащены растворимыми солями. При этом состав солей определяется типом водного режима плакоров (водоразделов и пологих склонов). В аридной зоне – это хлориды, сульфаты и карбонаты кальция, натрия, магния, в гумидной – карбонаты кальция, соединения железа.

Водный режим определяет содержание воды в почве в течение года и отдельных его периодов, ее движение в системе грунтовые воды–почва–растение–атмосфера. Водный режим влияет на рост растений (обычно в сельскохозяйственном производстве на 1 т продукции затрачивается 1000 т и более воды).

С водным режимом связаны химический состав почв, их кислотность. Так, наиболее вероятны значения pH для верхних горизонтов (А, В) почв, обладающих промывным водным режимом, – менее 6.

Водный режим определяет судьбу загрязненных почв. Промывной режим может постепенно привести к самоочищению почв, в условиях непромывного режима загрязнение становится постоянным фактором.

Американская классификация водного режима почвы

Особую классификацию почв и горизонтов по водному режиму используют американские ученые. Они выделяют сухие почвы (горизонты), с потенциалом ниже –1500 кПа, и влажные, с потенциалом выше –1500 кПа (но ниже 0). При потенциале 0 условия характеризуют как аквик, когда почвы постоянно или периодически насыщены водой. Выделяют три типа насыщения почв водой: эндонасыщение – почва насыщена от поверхности до 200 см или более. Эпинасыщение – почва насыщена в нескольких слоях в пределах 200 см, но есть ненасыщенные прослои. Антропогенное насыщение – почвы рисовников, плантации клюквы, где используют поверхностное затопление.

Классы водных режимов оценивают по наличию влажных и сухих слоев почвы (с потенциалом > и < –1500 кПа). Оценивают поведение воды в контрольной почвенной толще, верхнюю границу которой определяют по увлажнению сухой почвы слоем воды в 25 мм в течение 24-х часов, а нижнюю – по глубине впитывания 75 мм воды за 48 часов.

Аквик – почва насыщена грунтовой водой (и водою капиллярной каймы).

В случае, если насыщение водой всегда близко к поверхности (почвы приморских маршей, замкнутых депрессий), водный режим относят к классу пераквик.

Термины аридик и торрик используют для обозначения одного и того же типа водного режима, но на разных таксономических уровнях классификации почв. Аридик (и торрик) характеризуется тем, что гидрологическая толща почвы в течение не менее 60% лет сухая в более чем половине из общего числа дней года, когда температура почвы на глубине 50 см выше 5°С и влажная в течение 90 дней и менее при температуре почвы выше 8°С.

Водный режим удик характерен для почвенной гидрологической толщи, которая в течение более 60% лет 90 дней не является сухой. Когда водный потенциал почвы контрольной толщи редко достигает – 100кПа, водный режим относят к классу перудик (красноземы).

Водный режим устик – промежуточный между удик и аридик. При среднегодовой температуре 22°С почва контрольной толщи может быть сухой не более 90 дней, а увлажненной – 180 дней в году (или подряд 90 дней), при средней температуре меньше 22°С почва должна быть увлажнена в 60% лет не менее 45 дней подряд.(табл.6.1)

Водный режим ксерик – водный режим коричневых почв средиземноморского типа. В течение 60% лет контрольный слой почвы остается сухим не менее 45 дней подряд в период после летнего солнцестояния и не менее 45 дней влажным после зимнего солнцестояния. Как видно из этого краткого изложения, американские почвоведы тоже использовали концепцию гидрологического горизонта, отнеся ее к почвенной контрольной толще. Привлекает в этой классификации использование потенциала почвенной влаги, вероятности иссушения и увлажнения

Таблица 6.1. Классы увлажнения гидрологической толщи в Американской классификации в 60% лет

Класс водного режима	% дней с влажностью		
	<–1500 кПа	>–1500 кПа	~0 кПа
аридик (торрик)	75	<25	~0
устик	<25	>50	~0
удик	<25	>75	50
перудик	0	100	50
аквик	0	100	>75
пераквик	0	100	100

почв и продолжительности этих периодов. При этом водный режим опирается на температурный режим почвы.

Параметры оценки водного режима почвы

Оценку водного режима проводят в первую очередь по изменению влажности почвы. Как уже говорилось, влажность почвы определяет доступность воды для растений. Если влажность почвы составляет около 60–100% полевой влагоемкости, то растения обычно не испытывают недостатка в воде.

Водные константы (наименьшая, или полевая, влагоемкость – НВ, или ПВ, влага завядания – ВЗ, максимальная гигроскопическая влага – МГ) позволяют приблизительно оценить диапазон активной влаги (доступной растениям). Он измеряется разностью между наименьшей влагоемкостью и влажностью завядания. Иногда в оценке водного режима используют и другие константы: полная, или полная предельная влагоемкость (ППВ), влага разрыва капилляров (ВРК), максимальная молекулярная влагоемкость (ММВ). Разность между полной и наименьшей влагоемкостью позволяет оценить количество пор аэрации при наименьшей влагоемкости. Известно, что заполнение всех пор почвы водой, особенно в теплую погоду, может привести к кислородному голоданию корней и их гибели. Влажность почв выражается % от массы абсолютно сухой или влажной почвы, в % от объема почвы, в г/г, в зависимости от целей исследования и оценки. Наиболее принята оценка в % от абсолютно сухой массы почвы. Влажность торфов часто рассчитывают в % на сырую навеску. Расчет на сырую массу почвы можно встретить в работах XIX–начала XX вв. При земляных работах необходимо учитывать влажность почв для оценки общего веса грунта (почвы), и влажность в этом случае часто оценивают в % от массы влажной почвы. Иногда, особенно в современных работах, оценку влажности почв и доступности воды для растений проводят по потенциалу почвенной воды или по pF – логарифму потенциала почвенной влаги, выраженному в сантиметрах водного столба. В этом случае сразу видна степень подвижности воды, ее доступность для растений без специального определения гидрологических констант.

Водный баланс почвы

Как уже говорилось, многие исследователи отождествляют водный режим с водным балансом почв, считая эти понятия синонимами. Это не совсем правильно.

Водный баланс – лишь один из параметров, характеризующий водный режим, а именно соотношение и порядок статей прихода и расхода воды в почве:

$$Вл = Ос + Гр.в + Конд – Ис – Тр – Отг – Ср,$$

где Вл – запасы воды, в данном слое почв; Ос – вода, поступающая в почву с осадками; Гр.в – вода, поступившая из грунтовых вод; Конд – сконденсированная из почвенного воздуха в почве; Ис – вода, истраченная на испарение; Тр – вода, пошедшая на транспирацию; Отг – вода, оттекающая из данной толщи почвы; Ср – осадки, пошедшие на смачивание растений, произрастающих на данной почве. Это величина в годовом цикле может достигать 20% и больше. В поливных условиях к статье прихода добавляется вода полива.

Сама формула баланса говорит о потенциальной возможности тренда к высыханию почвы (если статьи расхода превышают статьи прихода) и, наоборот, к переувлажнению почвы при повышении статей прихода над статьями расхода. Однако в первом случае запасы воды в почве будут стремиться к минимальному значению (воздушно-сухая почва), а во втором случае в конечном итоге почва затопится водой и образуется болото (озеро).

В естественных почвах водный баланс в многолетнем цикле компенсированный, т.е. расход и приход воды в годовом отрезке времени в среднем равны. Он не компенсирован лишь в ряде поливных почв, где вода может поступать в грунтовые воды и увеличивать их мощность и запас воды в почвенно-грунтовой толще, и при направленном изменении климата.

Таким образом, водный баланс характеризует главную черту водного режима почв, его цикличность, и общий объем воды, проходящий через почву в данных условиях. Любой запас влаги, существующий в данной почве, восстанавливается через определенное время, в пределах которого расход и приход воды в конечном итоге уравнивается. Поэтому оценка водного режима почв по балансу влаги не может служить достоверной его характеристикой. Она говорит лишь об объеме воды, прошедшей через почву в течение гидрологического года. (Гидрологическим годом обычно называют отрезок от октября предыдущего года до сентября следующего). Более характерна роль отдельных статей прихода и расхода воды, но, как уже говорилось выше, ряд почв обладают принципиально одинаковым балансом в смысле участия разных его статей. Водный баланс необходимо обязательно оценивать в динамике, в изменении прихода и расхода воды в течение всего гидрологического года и отдельных его периодов (рис. 6.2).

Для всех почв, развивающихся в умеренном климатическом поясе, характерно увеличение расхода воды на эвапотранспирацию в летние месяцы. Четко прослеживается весеннее увлажнение части или всего профиля до НВ (–10 ÷ –30 кПа), а иногда и до ПВ (0 кПа). Весной формируются застойные, промывные и некоторые выпотные гидрологические горизонты. Это связано со снеготаянием, с образованием верховодки.

Для примера ниже приведены почвы южной тайги, где вели детальные наблюдения за водным режимом почв.

Елово-волосистоосоковая и дубово-медуничная парцеллы сформированы в дубо-ельнике волосистоосоковом, елово-мшистая и дубово-медуничная – в ельнике мшистом. В первом типе леса весенний запас и расход воды несколько боль-

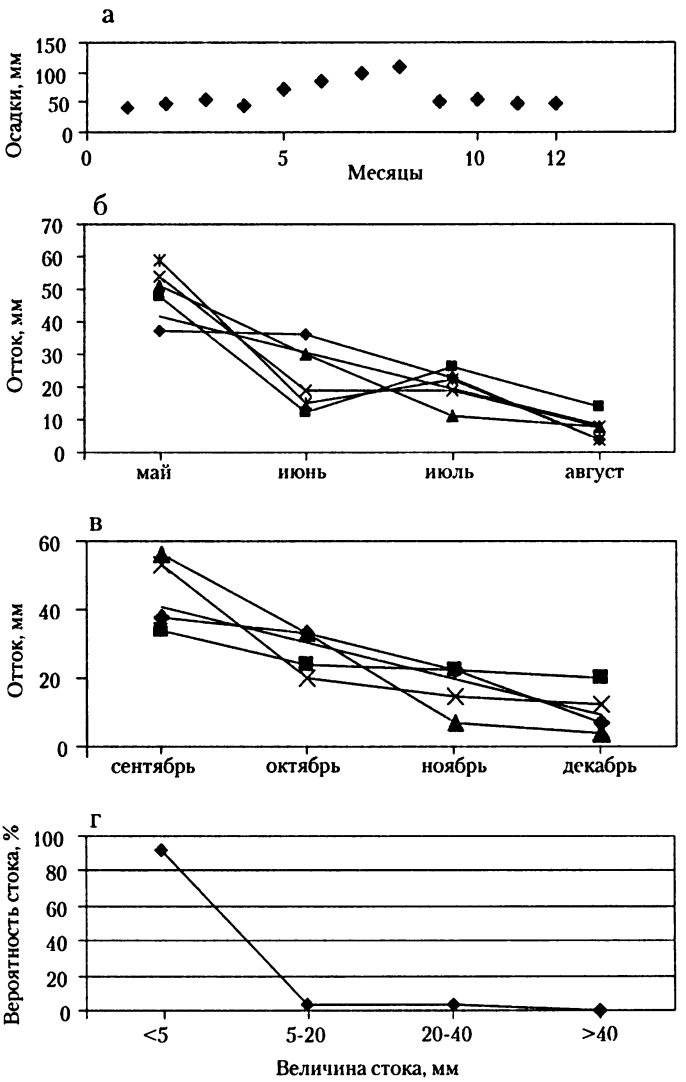

Рис. 6.2. Поступление и передвижение осадков в почве: а – среднее количество осадков в течение года (Московская обл.); б – распределение оттока из метрового слоя почвы с мая по сентябрь; в – распределение оттока из метрового слоя с сентября по декабрь; г – среднее распределение стока воды за пределы 1 м почвы в течение года

ше, чем в ельнике мшистом. Это связано с несколько более тяжелым гранулометрическим составом (но классификационная градация его та же) и большим бонитетом ели (1-й по сравнению с III-м, что свойственно ельнику мшистому).

Зимне–весенние осадки в подзоне южной тайги можно не учитывать. Они насыщают верхний метр почв до величины НВ, а в некоторые периоды снеготаяния до полной влагоемкости. Избыток воды стекает в грунтовые воды. Представление о величине оттока дают лизиметрические данные (табл. 6.2). Весенний отток пополняет грунтовые воды, создает верховодку, выщелачивает ряд катионов из почвенного поглощающего комплекса. Но обычно весеннее увлажнение почвы не создает

в ней восстановительных условий, т.к. снеговая вода богата кислородом, а микроорганизмы – потребители кислорода еще не начали свою активную деятельность.

Таблица 6.2. Условная вероятность оттока разных количеств воды за пределы 1,5 м в суглинистых почвах гумидной зоны (дерново-подзолистые почвы Московской области, по данным А.Б. Умаровой)

Месяц	Среднее количество осадков в годы исследования, мм	Частота оттока разного количества воды, %			
		<5 мм	6–20мм	21–40мм	>40мм
I	42	89	11	0	0
II	47	92	4	4	0
III	55	59	0	7	34
IV	45	22	33	13	32
V	70	37	36	23	4
VI	85	48	12	26	14
VII	100	51	30	11	8
VIII	110	54	19	19	8
IX	51	59	15	22	4
X	55	38	33	22	7
XI	47	34	24	22	20
XII	48	56	33	7	4
за год	755	53	20	15	12

В течение года за пределы 1,5-метрового профиля почвы поступает в среднем до 267 мм осадков. Из оставшихся 488 мм осадков, поступивших в почву, 80–150 мм идет на осенне-весеннее ее увлажнение до полной влагоемкости. Они компенсируют потерю воды на эвапотранспирацию, которая равна этой же величине.

В зависимости от гранулометрического состава (что проявляется в величине НВ) для дерново-подзолистых суглинистых почв можно составить два уравнения водного баланса.

Для дубо-ельника волосистоосокового формула баланса выглядит следующим образом (все в мм): 755 (осадки) = 267 (отток за пределы метрового профиля) + 118 (эвапотранспирация) + 118 (увлажнение почвы до НВ после летнего иссушения) + 253 (потеря осадков на смачивание деревьев и травяного покрова).

Для ельника мшистого, расположенного в 3 км от дубо-ельника, ниже по очень пологой катене, уравнение водного баланса выглядит несколько иначе:

755 (осадки) = 323 (отток) + 88 (эвапотранспирация) + 88 (увлажнение почв после иссушения до НВ) + 236 (задержано пологом растений, потеря на смачивание деревьев и мохового яруса).

Заметны различия в водном балансе под разными породами деревьев, что связано как с некоторыми отличиями в свойствах почв (степень оподзоленности), так и с водопотреблением разных пород деревьев. Для еловой парцеллы в ельнике волосистоосоковом водный баланс выражен следующим уравнением (без учета конденсации и содержания воды в приросте):

755 (осадки) = 267 (отток) + 144 (эвапотранспирация) + 144 (пополнение до НВ) + 200 (потеря на смачивание растений).

Для дубово–медуничной парцеллы балансовое уравнение несколько другое:

755 (осадки) = 324 (отток) + 88 (эвапотранспирация) + 88 (пополнение запасов влаги в почве до НВ) + 180 (потеря на смачивание деревьев и травяного яруса).

Аналогичные различия отмечаются и в ельнике мшистом.

В елово-мшистой парцелле уравнение баланса выглядит так: 755 (осадки) + 30 мм (конденсация) = 325 (Отток) + 100 (эвапотранспирация) + 70 (увлажнение почв после иссушения до НВ) + 290 (потеря на увлажнение растений).

В елово-липовой парцелле уравнение баланса имеет вид: 755 (осадки) + 30 мм (конденсация) = 401 (отток) + 110 (эвапотранспирация) + 80 (увлажнение почвы после максимального иссушения до НВ) + 194 (потеря на увлажнение растительного яруса, кустарников липы и деревьев ели).

К статьям прихода воды в почву следует добавить конденсацию паров воды в почве. Оценить реальный вклад этой статьи прихода пока трудно, но наличие такого поступление воды в почву подтверждает суточная динамика потенциала почвенной влаги в почве; даже в отсутствии дождей потенциал в слое 0-20 см может возрастать. Этого возрастания нет в более глубоких слоях почвы.

Конденсация воды в течение года измеряется величиной 30–50 мм. Количество воды, входящей в состав растений в лесу, составляет 30–50 мм, ежегодный прирост удерживает 2–4 мм воды.

Расчеты вели по данным года с поступлением осадков выше среднего. При среднем поступлении (550 мм) уменьшаются задержание воды кронами и отток (на те же 200мм), но рассчитать эти величины конкретно пока не представляется возможным.

Возможное уравнение баланса в этом случае имеет следующий вид:

550мм (осадки) = 207 мм (отток) + 120 мм (эвапотранспирация) + 120 мм (восполнение потери воды до НВ) + 99 мм (потеря на увлажнение растений) + 4 мм (вода в приросте деревьев и новой листве).

Главный итог оценки водного баланса исследованных экосистем в том, что удалось выявить количество воды, идущее на водоснабжение растений. Оно равно 80–120 мм в зависимости от типа парцеллы (экосистемы).

Запасы воды в разных почвах (в метровом слое) в течение гидрологического года колеблются от 200–400 (весной) до 100–300 мм (в период наибольшего иссушения) (табл. 6.3; рис. 6.3, 6.4).

Таблица 6.3. Запасы воды в метре тяжелых почв, мм

Объект	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь
1	357	287	217	154	167	222
2	409	273	252	205	244	262
3	–	339	310	326	202	–
4	388	309	255	264	246	253
5	377	322	312	297	283	286
6	320	288	262	257	250	242
7	347	305	295	248	267	267
8	180	186	137	85	147	153
9	182	172	179	170	–	–
10	209	170	170	155	155	–
11*	150	130	110	110	90	100
12*	130	120	110	110	110	110
13*	210	120	190	140	200	–
14*	220	205	200	220	240	–
15**	2250	2200	1650	1720	1970	2210
16**	750	590	540	560	560	530

Примечание. 1 – вулканическая грубогумусная почва, лиственничник травяной (Камчатка); 2 – то же, березняк травяной; 3 – то же, ельник мшистый; 4 – дерново-подзолистая, суглинистая, ельник волосисто-осоковый (Малинки, Московская обл.); 5 – то же, дубово-медуничная парцелла; 6 – то же, елово-мшистая парцелла; 7 – то же, елово-липовая парцелла; 8 – чернозем выщелоченный, яровая пшеница (Бийск, Алтайский край); 9 – то же, пар; 10 – светло-каштановая почва, лесополоса (Волгоград); 11 – чернозем типичный, дубрава (Курск); 12 – то же, степь; 13 – краснозем, плантация мандариновая (Чаква); 14 – то же, плантация чайная; 15 – песчаная почва в межбарханном понижении, без растений (Репетек); 16 –песчаная почва под черносаксаульником (Репетек); * – горизонт 0–5 см; ** – 0–2 м; прочерк – нет данных.

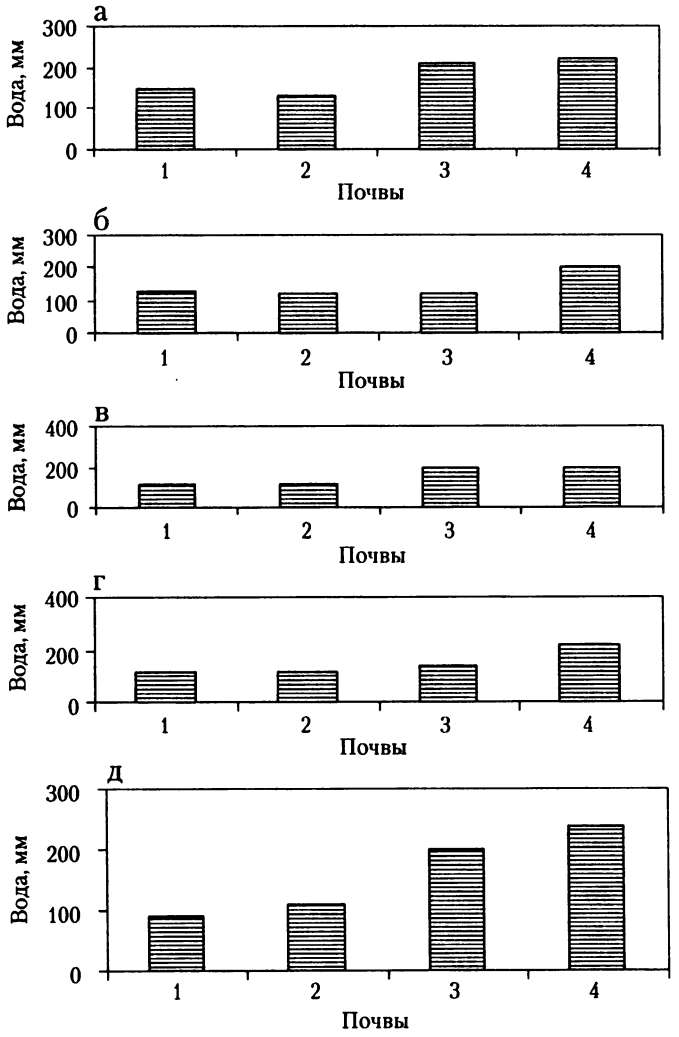

Рис. 6.3. Запасы воды в слое 0–50см разных суглинистых и глинистых почв: а – май, б – июнь, в – июль, г – август, д – сентябрь.1, 2 – типичный чернозем, дубрава и степь; 3, 4 – краснозем (Чаква, плантации мандарин и чая)

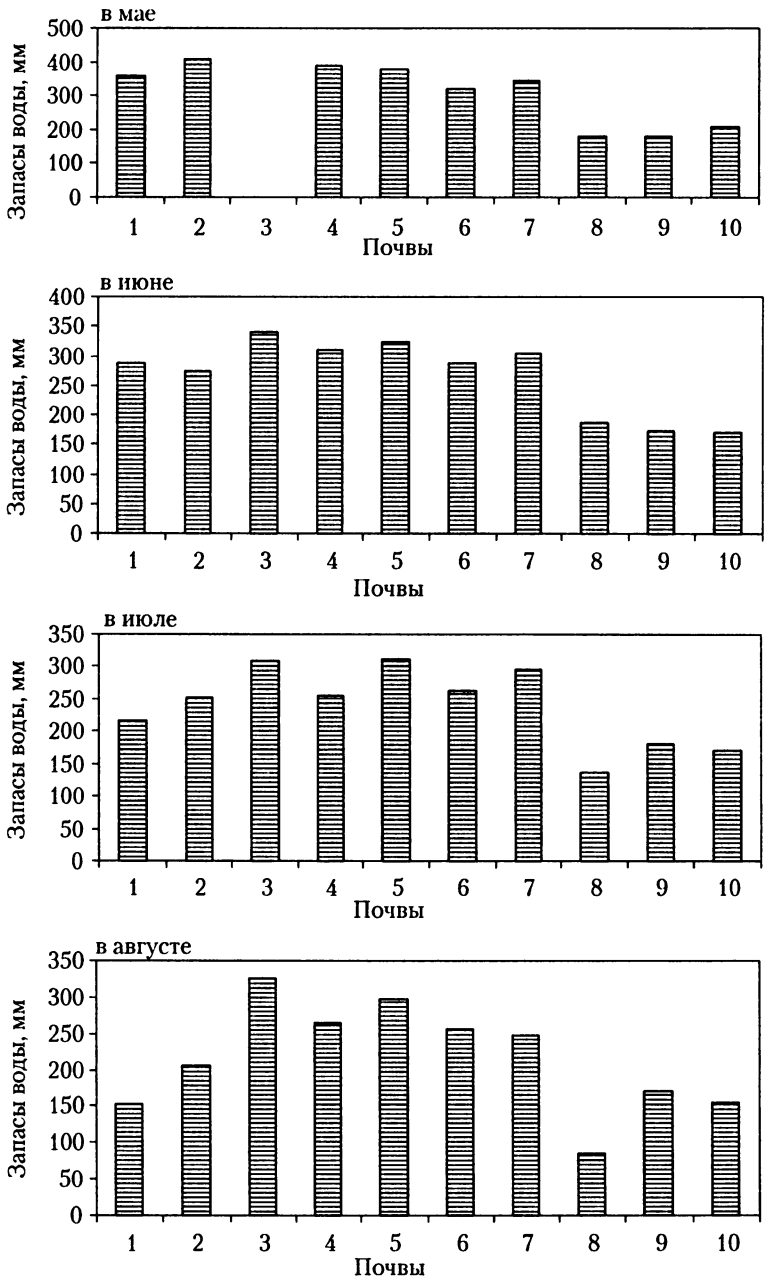

Рис. 6.4. Запасы воды в метровом слое разных суглинистых и глинистых почв: а – май, б – июнь, в – июль, г – август, д – сентябрь, е – октябрь. 1 – вулканическая грубогумусная почва, лиственничник травяной (Камчатка), 2 – то же, березняк травяной, 3 – то же, ельник мшистый, 4 – дерново-подзолистая суглинистая почва, ельник волосистоосоковый, (Малинки, Московская обл.), 5 – то же, дубово-медуничная парцелла, 6 – то же, елово-мшистая парцелла, 7 – то же, елово-липовая парцелла, 8 – чернозем выщелоченный суглинистый, яровая пшеница (Бийск), 9 – то же, пар, 10 – светло-каштановая почва, лесополоса (Волгоград)

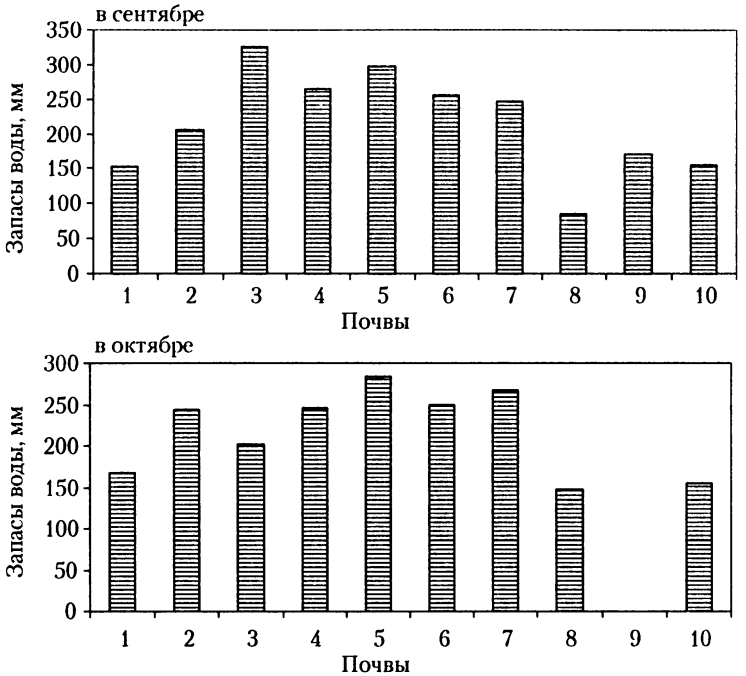

Рис. 6.4. Окончание

Учение о потенциале почвенной влаги отражает ту особенность, что подвижность почвенной влаги в почве, испарение и транспирация определяются разностью потенциалов воды между почвой и растением, почвой и атмосферой, растением и атмосферой. Аналогичная разница потенциалов определяет движение воды из одной точки почвы в другую. Изменение температуры почвы (и воды) приводит к изменению потенциала, что может вызвать частичное передвижение воды в почве. По данным И.И. Судницына и А.Д. Воронина, кроме потенциала почвенной влаги ее движение определяется также влагопроводностью почв.

Передвижение воды в почве

Для насыщенных водой почв движение воды с большей или меньшей точностью характеризуется законом Дарси:

$Q = K\, h/\, l$, где Q – количество воды, h – напор воды (разница между верхней и нижней границей водного столба, l – расстояние, пройденное водой, K – коэффициент водопроницаемости.

В ненасыщенных водой почвах K – переменная величина, которая зависит от влажности почвы (т.е. от потенциала почвенной влаги). Формула в этом случае сохраняет свой вид:

$Q = -K(Q)\text{grad}\ \Phi$, но K становится переменной в зависимости от влажности почвы величиной.

Оценка движения воды – важная составная часть анализа водного режима почв. Но уже из этого краткого обзора можно увидеть, что движение воды, его скорость заметно меняется с изменением влажности почвы и потенциала воды.

Следующий важный параметр, характеризующий водный режим почв, – гидрологические горизонты и гидрологический профиль.

Гидрологический профиль почв

Понятие о гидрологическом горизонте ввел А.А. Роде. Он считал, что часть профиля почвы, в котором поведение воды близко, можно считать гидрологическим горизонтом. Эту идею развил Г.В. Еруков, который выделил на основании качественных показателей ряд гидрологических горизонтов (табл. 6.4).

Таблица 6.4. Гидрологические горизонты песчаных почв (по данным Г.В. Ерукова)

Гидрологический горизонт	Интервал влажности	Категория почвенной влаги
промачивания	ПВ–МГ	капиллярно-разобщенная
рассасывания	ППВ–ИНВ	капиллярно-подвижная
наименьшего насыщения	НВ	устойчивого выравнивания
иссушения	НВ–ВЗ	стыковая и конденсационная
капиллярного насыщения	КК	капиллярно-подпертая
зависания влага	КК–НВ	капиллярно-подвешенная
почвенно-грунтового насыщения	ПВ	гравитационная

Примечание. ПВ – полная влагоемкость, ППВ – предельная полевая влагоемкость, ИНВ – истинная наименьшая влагоемкость, ПВ – наименьшая (полевая) влагоемкость, КК – капиллярная кайма, МГ – максимальная гигроскопическая влага, ВЗ – влага завядания

В этой классификации гидрологических горизонтов введено несколько новых гидрологических констант, определение которых затруднено: ИНВ, ППВ, ПВ – их трудно отделить от НВ.

Независимо от Г.В. Ерукова, идея гидрологических горизонтов и гидрологического профиля, опираясь на работы А.А. Роде и Л.Г. Раменского, разрабатывали Д.Ф. Ефремов, А.Д. Воронин и др. По их представлениям, гидрологический профиль можно легко выделить на основании количественных характеристик. Гидрологическим горизонтом они называют часть почвенного профиля почвы, которая характеризуется на момент исследования одинаковым потенциалом почвенной влаги или одинаковой близостью влажности почв к определенной гидрологической константе. Ясно, что в слоистых почвах влажность песчаного и суглинистого слоев может различаться в несколько раз. Оценка влажности почв с помощью гидрологических констант уточняет диапазон подвижности влаги в обоих слоях. Потенциал почвенной влаги оценивает принадлежность слоев к одному гидрологическому горизонту. Соответственно, гидрологический профиль – это совокупность гидрологических горизонтов (табл. 6.5).

Выделяют следующие гидрологические горизонты (Д.Ф. Ефремов, А.Д. Воронин, Л.О. Карпрачевский).

1. Застойного увлажнения, влажность почвы выше НВ и близко или равно ППВ. Потенциал почвенной влаги > –10 кПа.

2. Промывной горизонт – влажность почвы около НВ, потенциал воды – 10÷–30 кПа.

3. Десуктивный горизонт – влажность которого лежит в пределах НВ–ВЗ, а водный потенциал измеряется – 30 ÷ –1500кПа для злаков и –30 ÷ –2400кПа для

Таблица 6.5. Характеристика водного режима некоторых почв России по наличию гидрологического горизонта (гг)

Почва	Параметр гг	Десуктивный	Эвапорационный	Конденсационный	Выпотной	Промывной
тундровая	Т	VIII–IX	X–IV	нет	VII–VIII	VIII–IV
	Р	0,5	0	1,0	1,0	1,0
	Н	10	нет	0 –30	50	50
подзолистая	Т	VII	VIII	X–IV	VII–VIII	VIII–IV
	Р	1,0	0,8	1,0	1,0	1,0
	Н	50	20	0–20	50	> 200
чернозем	Т	VI–VIII	VIII	VII–VIII	нет	IV–V
	Р	1,0	1,0	1,0	0	1,0
	Н	150	30	0–20	нет	100–200
каштановая	Т	VI–VIII	VII–VIII	VI–VIII	нет	IV
	Р	1,0	1,0	1,0	0	1,0
	Н	150	30	0–20, 70–120	нет	70–120
бурая лесная	Т	VIII	VIII	нет	нет	IV
	Р	1,0	0,5	0	0	1,0
	Н	100	20	нет	нет	>200
краснозем	Т	VII–VIII	VIII	нет	нет	II–VI,VII–VIII
	Р	1,0	0,5	0	0	1,0 и 0,5
	Н	50	20	нет	нет	300, 100–200

Примечание. Т – период года, месяц; Р – вероятность; Н – глубина горизонта, см

большинства древесных пород. Ниже этого предела растение воду потреблять не может.

4. Эвапорационный горизонт – влажность почвы ниже ВЗ, ниже –1500 (для деревьев –2400) кПа. Потеря воды из горизонта идет только в результате физического испарения.

5. Выпотной горизонт связан с верховодкой или грунтовыми водами. Влажность в пределах ППВ–НВ. потенциал >–30 кПа.

6. Конденсационный горизонт – может обладать любой влажностью. Для него характерно периодическое увеличение влажности почвы при отсутствии осадков. Может встречаться на разных глубинах и связан с разностью температур между отдельными морфологическими горизонтами или слоями почвы.

Экологическая классификация водного режима почвы

Сочетание гидрологических горизонтов и гидрологических профилей охватывает все возможные изменения влажности в почвах, определяемые как водный режим почв (табл. 6.4–6.5). Предлагаемая схема гидрологических горизонтов и гидрологических профилей как совокупности горизонтов позволяет представить водный режим почв как систему гидрологических профилей во времени. Для всех почв, развивающихся в умеренном климатическом поясе, характерно U-образное изменение запасов влаги в корневой зоне, связанное с

увеличением ее расхода на эвапотранспирацию в летние месяцы. Отчетливо прослеживается весеннее увлажнение части, а иногда и всего профиля до НВ (–10 ÷ –30 кПа), а иногда и до ПВ (0 кПа). Весной формируются застойные, промывные и некоторые выпотные гидрологические горизонты. Это связано со снеготаянием, с образованием верховодки. В БГЦ с постоянным в течение года высоким увлажнением почвы Ш.Д. Палавандишвили все равно отмечается летний минимум влажности почвы. В красноземах Чаквы (Аджария), например, он приурочен к маю–июню, когда наблюдается разгар субтропического лета и, в среднем, выпадает наименьшее количество осадков. На этот же период приходится максимальный прирост фитомассы, следовательно, максимальная транспирация воды растениями. В Чакве за год выпадает 2300 мм осадков, из них в мае 50–100 мм, в июне 100–200 мм. в июле до 300 мм. В пустыне, по данным Э.Н. Благовещенского выпадает 100 мм + 116 мм в результате конденсации воды. Запасы воды в 5-метровой толще почвы достигают в зимние месяцы 2310 т, а в летние запасы падают до1650 т (в пересчете на метровый слой 462–330 т).

Достаточная сумма осадков, сравнительно равномерное их распределение по месяцам приводят к тому, что в красноземах иссушение очень незначительно, хотя все-таки заметное в мае–июне. Динамика влажности и запасов воды и в этих почвах аппроксимируется U-образной, но очень пологой кривой, хотя просматриваются флуктуации, связанные с интенсивными осадками. Быстрая реакция почв на некоторое снижение количества осадков в мае–июне определяется высокими температурами и большими запасами фитомассы, которые обусловливают интенсивный расход воды из почвы. В тропических дождевых лесах водный режим почв напоминает водный режим красноземов субтропиков. В муссонных лесах с гидропаузой кривая изменения влажности в почве также U-образная, где минимум приходится на сухой период.

Суточные колебания влажности даже в отсутствии дождей могут оказаться весьма заметными (табл. 6.6–6.8). При этом влажность почвы не обязательно уменьшается. Очень часто влажность некоторых слоев почвы возрастает (рис. 6.5, 6.6). На Камчатке влажность почвы к утру в верхнем слое локально возрастала почти до НВ. Особенно четко возрастание влажности заметно по данным тензиометров, что определяется большей разрешающей способностью прибора.

Таблица 6.6. Динамика потенциала почвенной влаги, гПа, в ельнике сложном, дерново-палево-подзолистая почва, в течение суток при отсутствии осадков

Глубина, см	Число, месяц, час, минута					
	$21.07,12^{45}$	$22.07,9^{45}$	$22.07,20^{22}$	$23.07,9^{30}$	$23.07,20^{10}$	$24.07,10^{30}$
20	–796	–784	–736	–772	–768	–
40	–643	–668	–666	–634	–678	–669
80	–43	–44	–45	–46	–44	–
120	–13	–13	–15	–15	–15	–15

Примечание. Прочерк – нет данных.

Таблица 6.7. Средняя суточная влажность пахотного горизонта суглинистых почв в летние месяцы, % от массы

Почва	Глубина, см	Пшеница		Пар	
		9 час	19 час	9 час	19 час
темно-каштановая (Славгород)	0–1	7,8	4,6	7,7	4,9
	1–4	11,1	11,7	13,6	12,7
	4–6	11,9	12,7	14,0	14,1
	6–8	12,3	12,5	14,0	14,2
	8–12	11,9	11,8	13,9	13,8
выщелоченный чернозем (Бийск)	0–1	15,5	10,0	12,4	7,8
	1–4	16,2	17,0	22,9	21,5
	4–6	18,9	15,6	23,1	23,4
		17,3	14,9	22,10	24,4
	8–12	15,7	13,8	23,6	25,2
	12–16	12,7	11,6	23,9	24,9
	16–20	12,6	11,1	23,7	24,5
	20–24	10,2	10,6	23,6	25,0
типичный выщелоченный чернозем (Кызыл-Озек)	0–1	38,0	30,8	41,5	27,9
	1–4	38,5	37,7	43,9	38,8
	4–6	32,4	34,6	45,7	40,8
	6–8	34,5	34,7	41,9	41,8
	8–12	34,5	33,3	–	41,9
	12–16	32,7	30,7	41,5	41,8
	16–20	30,6	30,3	42,9	40,3

Примечание. Прочерк – нет данных.

Таблица 6.8. Изменение влажности в течение суток (в октябре) каштановой почвы в слое 0–3 см, % от массы сухой почвы

Время суток	Число, месяц							
	5–6	6–7	7–8	8–9	5–6	6–7	7–8	8–9
	Пар				Целина			
вечер	38,3	43,8	63,1	54,9	65,6	64,6	65,6	66,9
утро	68,3	73,8	93,8	87,6	77,2	76,5	70,8	77,7

Так, в сухой период потенциал почвенной влаги заметно уменьшается днем (иссушение почвы) и увеличивается утром (увлажнение почвы). Аналогичная динамика отмечается и в других почвах (см. табл. 6.5).

Источником увлажнения может быть конденсация воды в верхнем слое почвы. Колебания потенциала прослеживаются до глубины 40 см, ниже заметно трендовое изменение потенциала, связанное с потреблением воды растениями. Капиллярный подток воды в этом случае не обнаруживается (потенциал увеличивается в верхнем слое и уменьшается в нижнем, что свидетельствует против капиллярного подъема воды, в противном случае должно быть наоборот, потенциал медленно возрастал бы по мере движения воды вверх.).

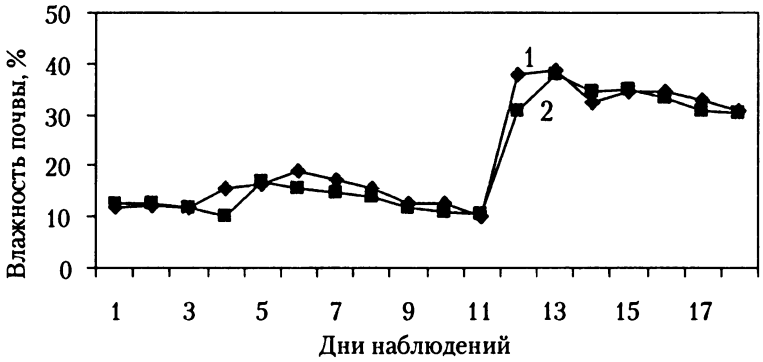

Рис. 6.5. Утренняя (1) и вечерняя (2) влажность (%) пахотного слоя почвы

Подтверждение тому, что утренняя влажность почвы может быть систематически выше влажности предыдущего вечера можно встретить и в ряде других работ, в частности, в монографии А.И. Куликова с соавторами. Они показали суточные изменения влажности верхнего слоя (0–3 см) в каштановой почве Забайкалья (табл. 6.8), наряду с колебанием поверхности почвы.

О конденсации воды в почвах пустыни свидетельствуют данные Э.Н. Благовещенского. Его многолетние наблюдения в Средней Азии показали, что конденсация воды происходит в по крайней мере в 2-метровой толще почвы и достигает в сутки 1–2 мм Таким образом, почвы (следовательно, и растения) получают дополнительно до 60 мм воды за летний сезон. В пустыне почвы в слое распространения корней (до 35 см) имеют потенциал –3000 и –5000 кПа в мае и –24000 кПа в сентябре, в то время как сосущая сила растений не превышает –3000 кПа. Очевидно, существование растений в этих условиях возможно лишь при дополнительном приходе влаги с конденсацией.

О влиянии растений на влажность почвы свидетельствуют приводившиеся уже данные табл. 6.3. Из них видно, как в пределах одного типа леса меняются запасы воды в почве по парцеллам. Аналогично различаются запасы воды в черноземах под лесом и травяными растениями и даже в красноземах под мандаринами и чаем. Очевидно, роль растений в водном режиме почв достаточно велика и определяется их транспирационной способностью. Последняя весьма различна не только у разных видов растений, но и у одного вида, но в разных условиях (табл. 6.9) Транспирация также определяется массой листвы (хвои). Поэтому хвойные породы расходуют воды больше, чем лиственные. Северные виды также транспирируют больше воды, чем южные. Очень много испаряют мхи, что экологически необходимо, учитывая места их обитания, которые часто переувлажнены.

В пустыне также отмечено заметно меньшее содержание воды под саксаулом по сравнению с лишенной растений межбарханной котловиной (см. табл. 6.3)

Изложенное позволяет представить, как изменяется влажность почв в целом. Анализ сочетаний во времени гидрологических горизонтов и профилей позволяет оценить экологическую сущность водного режима почв (когда и какие растения окажутся на голодном водном пайке и смогут ли они пережить сухой период).

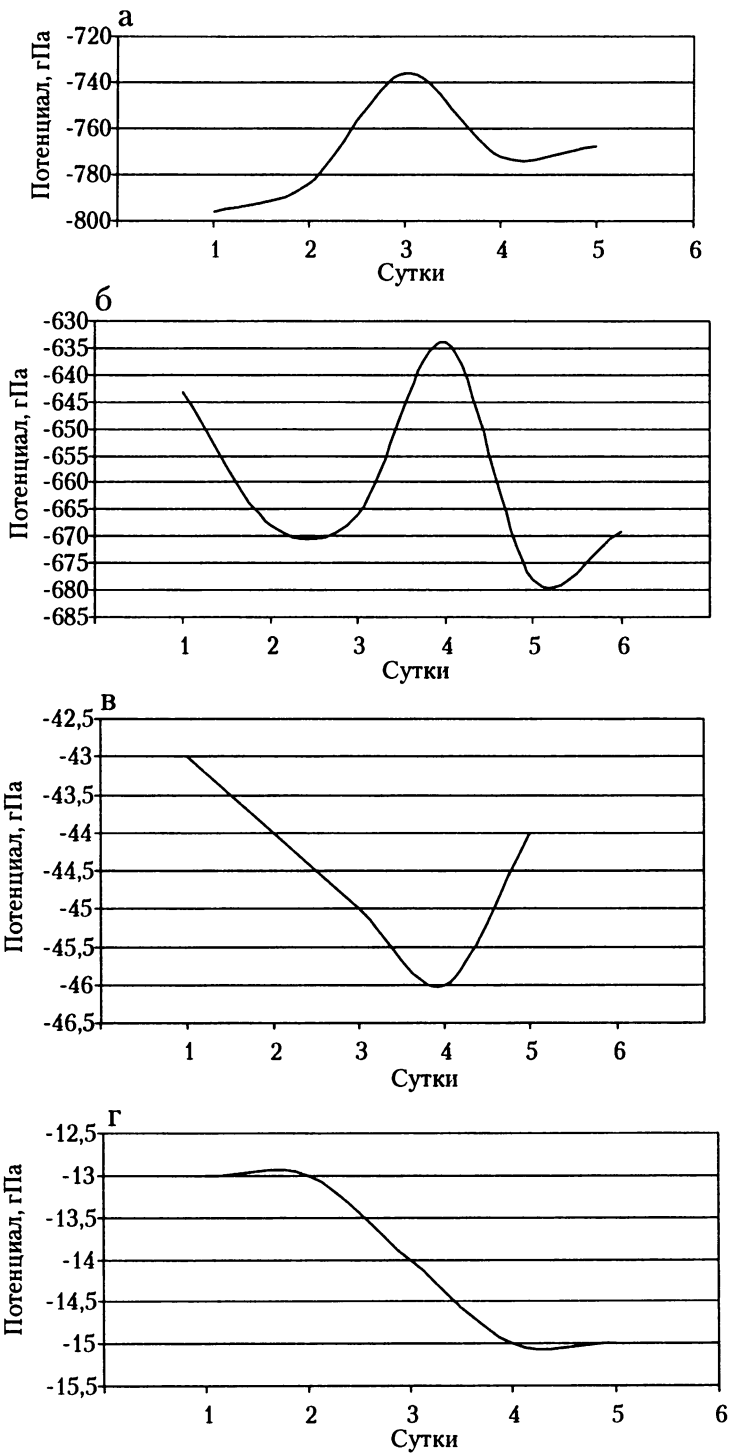

Рис. 6.6. Изменение потенциала почвенной воды в палево-подзолистой легкосуглинистой почве (Тверская обл.); а–г – горизонты: а – А1, б –А2, в –А2В, г –В

Таблица 6.9. Средняя интенсивность транспирации отдельными растениями (по данным Н.И. Бейдеман)

Название растения	Средняя транспирация, г/(г.ц)	Средняя масса листьев, ц/га	Расход за вегетацию, мм
лишайник (Cladina spp.)	0,5–0,7	4–8	9–18
мхи, разные виды	0,4–0,8	4–126	8–246
береза (Betula nana)	0,5–0,7	2–9	10–29
береза (Betula pubescens)	0,4–0,6	30–40	74–190
осока (Carex spp.)	0,2–0,4	0,1–7	2–29
лиственница (Larix spp.)	0,2–0,4	10–26	27–760
багульник (Ledum spp.)	0,2–0,5	0,01–0,3	1–4
ель (Picea abies)	0,1	100–400	42–300
черника (Viccinium myrtillus)	0,4	3	7
голубика (V.uliginosum)	0,3–0,7	3–6	7–62
пихта (Abies spp.)	0,2–0,3	27–100	33–180
береза (Betula fusca)	0,6	11–21	18–90
береза (B.pendula)	0,3	2 –12	5–15
кедр стланник (Pinus pumila)	0,2–0,3	23–195	21–314
сосна (P.sylvestris)	0,1	40–100	54–194
рододендрон (Rododendron spp.)	0,3–0,7	3–4	7–15
клены (spp.)	0,3–0,4	0,5 –4	2–28
бук (Fagus sylvatica)	0,1–0,4	1–17	7–55
дуб (spp.)	0,2–0,4	15–140	100–487
липа (Tilia spp.)	0,2–0,4	2–9	5–32
орешник (Coryles avellana)	0,3–0,5	4–17	15–63
пырей (Agropyron spp.)	0,3–0,6	1–8	2–45
полыни (Artemisia spp.)	0,3–1,4	1–17	2–245
свинорой (Cynodon dactylon)	0,8–1,4	1–6	121–219
типчак (Festuca spp.)	0,5–1,1	1–8	5–47
саксаул (Haloxylon spp.)	0,6–4,9	2–15	43–202
ковыль (Stipa spp.)	0,3–1,1	1–8	1–41

Общность формы кривой изменения влажности почв показывает, что сама динамика влажности в корнеобитамом слое почвы аппроксимируется одним типом кривой, но максимумы и минимумы в разных почвах не синхронны. Гидрологические профили позволяют установить различия водного режима основных почв. Например, в тундровых почвах, где при невысокой сумме осадков очень низкая испаряемость, в течение всего вегетационного сезона преобладают в основных почвах два гидрологических горизонта: застойный в болотных и промывной в полигональных, подбурах и аллювиальных.

Потенциал воды в болотных почвах >–30 кПа, а во многих случаях > –10 кПа.

В аллювиальных почвах и подбурах формируется промывной водный горизонт мощностью 10–30 см, где потенциал воды измеряется –10 ÷ –130 кПа. Этот горизонт появляется в августе. В отдельные дни и сезоны можно обнаружить в тундровых почвах маломощный (до 10 см) десуктивный горизонт (потенциал почвенной воды в пределах –30 ÷ –1500 кПа.

Для подзолистых почв характерен промывной режим весной и в начале лета, с возможным формированием выпотного горизонта на глубине 50–40 см. В летние месяцы верхний слой почвы (0–20 см) может высыхать до образования десуктивного, а в отдельные годы эвапорационного горизонтов.

В серых лесных почвах и черноземах выщелоченных создается промывной горизонт в весеннее время. В летние месяцы сверху формируется сначала десуктивный, а затем эвапорационный горизонт.

Даже в сероземах может сформироваться промывной горизонт при ливневых дождях, но его существование очень кратко, и мощность ограничивается несколькими сантиметрами.

Наиболее устойчив во времени водный режим бурых лесных почв, где весною и часто летом создается промывной гидрологический горизонт. U-образная кривая запасов воды во всех почвах показывает лишь их летнее снижение, но при этом могут формироваться самые разные гидрологические горизонты, разные для разных почв. О глубине промачивания можно судить по солевым горизонтам почв. Так прослои вторичных карбонатов отмечает среднегодовое промачивание почв, среднюю весеннюю мощность промывного гидрологического горизонта. Наличие гипса свидетельствует о среднем максимуме промачивания, растворимых солей – об экстремальном максимуме промачивания в почвах. Эти данные подтверждают связь гидрологического и генетического профилей почв.

Экологическая классификация водного режима почв позволяет оценить состояние влажности почв, доступность воды для растения, необходимость полива (для сельскохозяйственных растений) и пр. Ясно, что если корнеобитаемый слой высох до влажности, когда потенциал воды близок к –1500 кПа, то полив просто необходим. Еще об одной экологической особенности, связанной с водным режимом, следует сказать несколько слов.

От северной тайги к дубравам на серых лесных почвах средняя высота деревьев возрастает от 10–14 м до 40 м и больше. Во влажных тропиках (дождевых лесах) высота деревьев достигает 100 м. В степях и на аридных (коричневых) почвах горных склонов (Закавказье, Крым, горы Средней Азии) формируются древостои высотою до 20 м. Если на севере высота деревьев определяется температурой зимнего периода, то в степях и южнее она определяется особенностями снабжения растений водой. Для нормального функционирования ветки листья верхней части кроны должны содержать определенное количество воды m. Через какой-то период t часть воды mt израсходуется на транспирацию. Растение должно взять из почвы количество воды, необходимое для компенсации израсходованной воды (для нормальной жизнедеятельности). Это количество можно обозначить ms. Если mt = ms, то растение растет нормально и достигает максимальной для данного вида и фенотипа высоты. Если mt >ms, то растение будет расти до той высоты, где листья еще достаточно обводнены. Как только mt станет >> ms, то рост в высоту прекратится. Именно это явление мы отмечаем для деревьев в степи. В аридных и семиаридных условиях только возле воды (в поймах рек или при близком стоянии грунтовых вод) растение может достигать высоты выше 20 м.

Промывной водный режим почв сопровождается выносом ряда веществ, находящихся в почве, в том числе и загрязнителей, в грунтовые воды. В свою очередь, грунтовые воды выносят эти вещества в поймы и реки. Таким образом поч-

вы очищаются от загрязнителей. В этом заключается экологическое значение промывного водного режима – он может привести к естественной очистке почв.

Непромывные почвы, наоборот, в случае постоянного и даже временного поступления загрязнителей сохраняют их навсегда (пока не изменится водный режим или почвы не будут мелиорированы, промыты человеком).

Литература

Благовещенский Э.Н. Водный режим почвогрунтов в пустынях Средней Азии. Труды Института почвоведения и мелиорации Таджикской АН. Т. LXXXVIII. Сталинабад: Изд-во Тадж. АН, 1958.

Воронин А.Д., Карпачевский Л.О. Развитие идей Г.Н. Высоцкого в учении о водном режиме // Почвоведение. 1990. № 8. С. 18–29.

Высоцкий Г.Н. Избранные сочинения. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1962

Еруков Г.В., Власкова Г.В. Гидротермический режим почв сосновых лесов Карелии. Л.: Наука, 1986. 112 с.

Ефремов Д.Ф., Карпачевский Л.О., Сапожников А.П., Воронин А.Д. О классификации водного режима почв и лесных местообитаний // Почвоведение. 1986. № 3 С. 129–137.

Палавандишвили Ш.Д. Водный режим красноземных почв Аджарии. Батуми: 1985.

Роде А.А. Водный режим почв и его регулирование. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Глава 7
Тепловой режим почвы

Почва получает тепло с прямой и рассеянной радиацией. Баланс тепла зависит от таких параметров, как интенсивность солнечной радиации, альбедо, теплоемкость и теплопроводность почв.

В вулканически-активных регионах дополнительное тепло поступает из магмы, а также с теплыми ключами. Так, на Камчатке почти нет многолетней мерзлоты (она появляется лишь на территории, примыкающей к нивальному поясу гор), что связано с постоянным поступлением тепла из вулканических очагов.

Западнее Камчатки, на другом берегу Охотского моря, в Магаданской области многолетняя мерзлота распространена повсеместно. Но и в случае, когда влияние вулканов велико, тепловой режим почв в течение года определяется взаимодействием почвы и климатических факторов. Именно радиационный баланс почв стал одним из факторов, определяющих индекс сухости, введенный М.И. Будыко и А.А. Григорьевым (Iсух = R/Lr, где R – годовой радиационный баланс, L – скрытая теплота испарения, r – годовые осадки, Iсух – индекс сухости).

Тепловой режим почвы

Главная особенность теплового режима всех почв – движение тепловой волны от поверхности в нижние почвенные горизонты. Эти движения идут с определенным запаздыванием, связанным с теплопроводностью почв. Минимальные и максимальные значения температур в глубоких слоях почвы приходятся на более позднее время, чем в верхних слоях.

В пределах БГЦ поступление энергии от солнца неравномерно. Оно зависит от растительного покрова, его полноты, количества ярусов и т.д. Так, по данным А.И. Куликова и В.М. Корсунова, сведение леса в Забайкалье на многолетней мерзлоте увеличивает поступление тепла с солнечной радиацией и приводит к частичной деградации мерзлоты (она опускается на 20–40 см и более).

В высокополнотных ельниках на тех же широтах тепла в почву поступает заметно меньше, чем в березняках или на лугах. Поэтому, кроме общего баланса тепла, для зонального ландшафта важно знать локальные характеристики радиационного баланса, как и локальные коэффициенты увлажнения. Температура почвы – наиболее ярко выраженное ее циклическое свойство. Она постоянно восстанавливается, замыкает цикл, в зависимости от времени года. Это относится как к средним, так и экстремальным температурам. Но цикличность в изменении температуры почвы не означает, что все свойства почвы, связанные с температурой, также цикличны. Среди этих свойств лишь водный режим сохраняет цикличность, и то, если его выразить в виде динамики потенциала почвенной воды. Собственно влажность почв может обнаруживать трендовые изменения, связанные с вещественным составом почв, изменением химического, структурного и гранулометрического состава. Очевидно, что в оценке свойства почвы, цикличности его изменения важна система измерения это-

го свойства. Термодинамическая оценка свойства не дает представления об изменении этого свойства в циклическом процессе, а лишь о его динамике, так как энергетическая характеристика свойства, например воды, в сущности, всегда циклична.

Тепловой режим оценивается рядом параметров. В первую очередь – тепловыми свойствами почвы: теплоемкостью, тепло- и температуропроводностью. Температура почвы – наиболее ясный показатель, широко используемый в практике. При оценке теплового режима почвы используют сумму среднесуточных температур воздуха, больше 5° и 10°С. Также оценивают ранние и поздние заморозки, что может оказать решающее влияние на урожай сельскохозяйственных растений и обитание в данном БГЦ некоторых видов растений. Ранние заморозки, например, могут не дать некоторым видам образовать семена, и вид уступит свою экологическую нишу другим видам растений. Так, каштаны могут расти в средней полосе достаточно долго. Но при морозах ниже –30° каштаны вымерзают. Поэтому эту экстремальную температуру можно считать одним из экологических пределов распространения каштана естественным путем.

Тепловой баланс почвы

Тепловой режим характеризуется радиационным и тепловым балансами. Радиационный баланс:

$$Тб = Qp + Qg - Qотр - Qизл,$$

где Qp – приход коротковолновой солнечной энергии, прямой и рассеянной, Qg – приход длинноволнового излучения из атмосферы, Qотр – отраженная поверхностью коротковолновая радиация, Qизл – длинноволновое излучение подстилающей атмосферу поверхности.

Формулу используют для оценки радиационного баланса за любой период (час, сутки, месяц, год, многолетний период). На верхней границе БГЦ (или другой экосистемы) альбедо равно отношению падающей на поверхность солнечной энергии и отраженной этой поверхностью энергии. Альбедо – характерная величина для экосистем (табл. 7.1).

Таблица 7.1. Среднее значение альбедо для естественной поверхности суши (по данным В.Д. Федорова и Т.Г. Гильманова)

Поверхность	Альбедо
устойчивый снежный покров (60° с.ш.)	0,80
то же, южнее 60° с.ш.	0,70
неустойчивый снежный покров	0,45
тундра	0,18
хвойные леса	0,14
лиственные леса	0,18
степи	0,18
саванны во влажное время	0,18
то же в сухое время	0,25
полупустыни	0,25
пустыни	0,30

Длинноволновое излучение из атмосферы (Qg) и такое же излучение с поверхности экосистемы (Qизл) составляет вторую пару балансовых величин. Излучение и поглощение длинноволновой радиации определяется уравнением:

$$Qизл=ak\,(To^4),$$

где – k константа Стефана-Больцмана (5,6697 х 10^{-5} эрг $см^{-2}$ $сек^{-1}$ $град^{-4}$), а – коэффициент относительного лучеиспускания (поглощения), зависящий от характера излучающей поверхности (табл. 7.2).

Таблица 7.2. Коэффициент а лучеиспускательной (поглотительной) способности различных естественных покровов (по данным В.Д. Федорова и Т.Г. Гильманова)

Поверхность	а
песок сухой	0,949
то же, влажный (НВ)	0,962
супесь сухая	0,954
то же, при НВ	0,968
торф сухой	0,970
то же, при НВ	0,983
зеленая трава, густая	0,986
то же, редкая на супеси	0,975
хвойные иглы	0,971
снег свежий	0,986
снег грязный	0,969
вода спокойная	0,910

Радиационный баланс от тундры до субтропиков различается в 4 раза (рис. 7.1; см. табл. 7.1).

Рис. 7.1. Поступление тепла (среднегодовой тепловой баланс, ккал /$см^2$ в год): 1 – мыс Челюскина (арктические пустыни); 2 – Бугрино (тундровая зона); 3 – Коткино; 4 – Салехард (лесотундровая зона); 5 – Архангельск; 6 – Якутск; 7 – Хабаровск (лесная зона); 8 – Знаменка; 9 – Ольгино (лесостепная зона); 10 – Велико-Анадол; 11 – Семипалатинск (степная зона); 12 – Джезказган (полупустынная зона); 13 – Гуруп, 14 – Таледа (пустынная зона); 15 – Анасеули; 16 – Душанбе (субтропическая зона)

Тепловой баланс почвы определяется по формуле:

$$Тб+Тт+Тп+Тк=О,$$

где Тб – радиационный баланс, Тт – затраты тепла на транспирацию и физическое испарение воды, Тп – расход тепла на теплообмен с глубокими слоями, Тк – количество тепла, идущего на нагрев воздуха.

Роль тепла в жизни экосистем и в почвообразовании

Для понимания сути влияния тепла на почвообразование и экосистемы важно знать в первую очередь радиационный баланс, глубину проникновения тепловой волны в почву, сумму температур более 10°С на глубине 20 см (в слое 0–20 см содержится максимум корней). Температура служит "сигналом" для прорастания семян, и для разных видов растений эта температура различается.

Так, по данным Л.М. Томпсона и Ф.Р. Троу, овес, люцерна и костер начинают прорастать при средней дневной температуре в слое 0–5 см почвы 10°С, кукуруза при 15°, хлопчатник – более 20°.

Активность микрофлоры в почве достигает максимума при 35°С.

Опыты, проведенные с подогревом слоя почвы 0–100 см, в среднем повысили урожай кукурузы на 28%, суданской травы на 54%, овсяницы высокой и фасоли кустовой на 19%, перца на 41%, земляники на 24%. Важность температуры в оценке теплового режима почв, подтверждается всей практикой тех сельских хозяйств, где строго учитывают температуру почвы, заморозки и т.д.

Известно, что продуктивность зональных экосистем выше в южных регионах (при условии достаточного снабжения водой). Повышение продуктивности в первую очередь определяется повышением средней температуры воздуха и почвы. Особенно ярко эта закономерность проявляется при сравнении сосны, растущей на легких (песчаных и супесчаных) почвах от лесотундры до полупустыни. С ростом температуры ее бонитет и запасы древесины растут, и только, как показал Н.Ф. Ловчий, в сухой степи и полупустыне, где мало воды, бонитет и продуктивность сосны падают.

Сумма активных температур, по теории Д.С. Орлова, влияет на биологическую активность, на глубину гумификации в почве органического вещества (табл. 7.3).

В первом приближении глубину гумификации для почв тундровых – серых лесных можно аппроксимировать уравнением:

$$Н\ (Сгк/Сфк)=0{,}008\ Т1,$$

где Т1 – продолжительность периода с суммой температур более 10°С, в днях.

Для бурых пустынных, серо-бурых и сероземов Н=0,006 ПБА (продолжительность активного периода, дни). Для почв каштановых и черноземов, где Н> 1,5, формула приобретает вид:

$$Н=0{,}015\ ПБА.\ (или\ Т1–Т2).$$

Из этих формул следует один важный вывод: климатические флуктуации могут заметно повлиять на состав гумуса, на глубину гумификации, особенно в почвах, где разложение годового опада происходит в течение нескольких месяцев (рис. 7.2).

Таблица 7.3. Содержание гумуса, (%), и глубина гумификации (Сгк/Сфк) в горизонте А1 в зависимости от продолжительности периодов (дни) с дневной температурой >10°С (Т1) и с продуктивной влажностью, W, (Т2) – 1–2%

Почвы	С, %	Сгк/Сфк	Т1	Т2	Т1–Т2
тундровые	1,7	0,48	50	нет	50
глее-подзолистые	1,9	0,54	70	нет	70
подзолистые	0,4	0,70	92	нет	92
дерново-подзолистые	1,7	0,75	110	нет	110
серые лесные	3,1	1,10	130	нет	130
черноземы выщелоченные	4,2	2,29	144	нет	144
то же, типичные	4,9	2,40	154	нет	154
то же, обыкновенные	4,2	2,90	170	нет	170
то же, южные	2,7	2,20	175	5	170
каштановые	1,5	1,63	190	50	140
бурые полупустынные	0,7	0,59	215	125	90
серо-бурые	0,3	0,44	210	137	73
сероземы северные	0,4	0,53	210	137	73

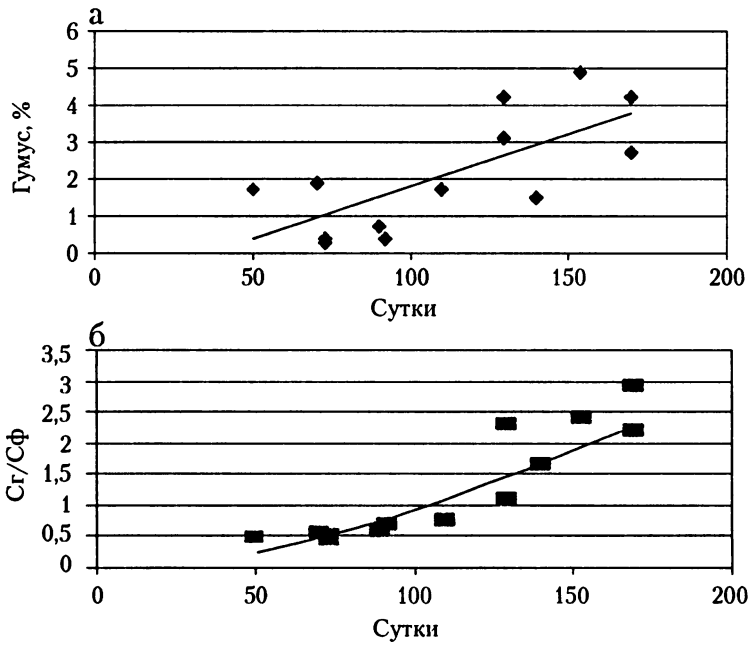

Рис. 7.2. Зависимость содержания гумуса (а) и отношения Сгк/Сфк (б) от продолжительности биологически активного периода

Классификация теплового режима почвы

Разработано несколько шкал для систематики почвы по тепловому режиму. В.Н. Димо использовала для оценки почв сумму температур более 10°С на глубине 20 см и построила одну из таких схем (табл. 7.4).

Таблица 7.4. Термические параметры почв разных климатических зон, (по В.Н. Димо)

Тип режима почвы, теплообеспеченость	Сумма t° воздуха >10°С	Сумма t° почвы >10° на 20 см	Период -t° на 20 см, месяцы
арктический, низкая	0–300	0	>8
субарктический, та же	300–500	0–400	5–8
очень холодный, весьма слабая	500–900	400–800	5–8
холодный, та же	900–1250	800-1200	2–8
умеренно холодный, ниже средней	1250–1600	1200–1600	2–8
умеренный, средняя	1600–2000	1600–2100	2–8
умеренно теплый, выше средней	2000–2500	2100–2700	1–8
теплый, хорошая	2500–3100	2700–3400	<5
очень теплый, весьма хорошая	3100–3800	3400–4400	<5
субтропический, высокая	3800–4900	4400–5600	<2
то же, жаркий, весьма высокая	4900–6100	5600–7200	0

Условность выделения классов вполне понятна. Не менее ясно, что в реальных условиях почвы в разные годы могут относиться к разным классам по теплообеспеченности. И уже в этом колебании заложены основы возможного направленного изменения почв, их свойств.

Кроме теплообеспеченности, можно оценить степень суровости зимних почвенных условий. О.И. Худяков отмечает, что таяние мерзлоты зависит от "запаса холода" в ней (средняя температура мерзлоты, которая тем ниже, чем континентальней климат и чем севернее расположена почва). Запасы холода в почве могут существенно различаться в зависимости от, например, экспозиции склона (южная, северная) в пределах одного климатического района.

Один из подходов к оценке степени суровости условий – по сумме температур почвы ниже 0 на глубине 20 см в течение года. Эта величина аналогична сумме положительных температур, которая характеризует теплообеспеченность почв.

В.Н. Димо по тепловому балансу выделяет несколько типов теплового (температурного) режима.

1. *Мерзлотный.* Среднегодовая температура профиля почвы отрицательная. Почва промерзает до многолетней мерзлоты.

2. *Длительно сезонно-промерзающий.* Средняя температура профиля почвы – положительная, но бывают годы с отрицательной средней температурой. Глубина проникновения отрицательных температур не менее 1 м, но нет смыкания сезонно-мерзлотной и многолетне-мерзлотной толщ (многолетняя мерзлота может отсутствовать).

3. *Сезонно-промерзающий.* Средняя температура профиля почвы всегда положительная. Сезонное промерзание не больше 5 месяцев. Отсутствует многолетняя мерзлота.

4. *Непромерзающий.* В почве отсутствует сезонное промерзание почв.

Влияние температуры на почвенные процессы

Сочетание приведенной выше классификации с оценкой почв по теплообеспеченности позволяет оценить полностью тепловое состояние почв в течение се-

зона. Но ряд моментов теплового режима требует особого пояснения. В частности, в этой классификации не учтены такие аспекты теплового режима, как влияние его на скорость почвенных процессов.

Например, движение воды в почве при повышении температуры ускоряется: известен температурный коэффициент Хазена: Kt=K/(0,7+(0,03t)), где Kt – коэффициент влагопроводности при температуре t, K – то же при 10°C.

Это значит, что в теплых почвах растворы быстрее "разносят" питательные вещества, чем в холодных.

Повышение температуры почвы, и, соответственно, почвенного раствора, приводит к тому, что в почвенном растворе увеличивается концентрация растворимых солей, таких как NaCl, нитраты, сульфаты и т.д. Одновременно повышение температуры снижает содержание в растворе газов, в том числе кислорода. Поэтому формирование застойного гидрологического горизонта в летний период может резко снизить окислительно-восстановительный потенциал почвы и ухудшить состояние растений, вплоть до полной их гибели. Именно в этот период усиливаются процессы оглеения.

Отдельно следует отметить роль температуры в питании растений. Установлено, что увеличение температуры ускоряет многие химические реакции, в том числе и в почве. Усиливаются процессы окисления органического вещества, процессы обмена между почвой и раствором, процессы диффузии веществ в почве. Все эти реакции прямо влияют на доступность питательных веществ для растений. Именно поэтому более бедные питательными элементами почвы влажных тропиков и субтропиков лучше снабжают растения пищей и производят больше фитомассы естественных и сельскохозяйственных растений. В красноземах диффузия питательных веществ к корню идет значительно быстрее, чем в северных почвах, хотя для одной и той же температуры коэффициент диффузии в красноземах меньше, чем в других почвах ($2–5 \cdot 10^{-6}$ по сравнению с $4–6 \cdot 10^{-6}$ см/с в черноземах и дерново-подзолистых почвах). Изучение температурной зависимости диффузии веществ в почве свидетельствует, что те вещества, которые не взаимодействуют с почвой, показывают прямую зависимость коэффициента диффузии от температуры. Но если диффундируют вещества, взаимодействующие с твердой фазой почвы, например, участвующие в процессах обмена с почвенным поглощающим комплексом ионы K, Na, то с какой-то температуры отмечается отклонение зависимости от прямой, Кажущийся коэффициент диффузии этих катионов уменьшается из-за увеличения поглощения их почвенным поглотительным комплексом. Температура почв определяет газовый режим: увеличение температуры усиливает биологическую активность и выделение CO_2 из почвы.

Термические горизонты почвы

Очень перспективную классификацию теплового режима разработал Г.В. Еруков. Он основывает ее на подходе Л.Г. Раменского–А.А. Роде, выдвинувших идею множественности почвенных профилей в пределах одного морфологического профиля. Л.Г. Раменский показал, что по профилю почв меняются по-разному многие свойства, и они имеют свой "индивидуальный" профиль (pH, гумус, степень насыщенности и т.д.).

А.А. Роде предложил выделять в почве гидрологические горизонты.

Продолжая эти теоретические разработки, Г.В. Еруков предложил систему термических горизонтов (табл. 7.5). Они позволяют оценить тепловой и температурный режим почв и прогнозировать влияние температуры на почвенные процессы.

Таблица 7.5. Термические горизонты песчаных подзолистых почв Карелии

Горизонт	Индекс	Режим температуры, °С
весеннего выравнивания	ГВВ	1–2
нагревания	ГН	1–10
усиленного нагрева	ГУН	> 10
перегрева	ГП	>15
осеннего выравнивания	ГОВ	8–9
охлаждения	ГО	9–0
морозный	ГМ	0–1
мерзлотный	ГЗ	–1 ÷ –5

Выделение этих горизонтов позволяет обратить внимание на те части почвенных профилей, которые наиболее подвержены воздействию температуры. Кроме того, в этой системе выделяются отдельно мерзлотные горизонты, которые практически представляют собой уже другие почвы, с резко отличающими их от других горизонтов свойствами.

Мерзлые горизонты обладают, часто, определенным положительным влиянием на БГЦ. Они обычно образуют в почве водоупор, и вода застаивается на нем. Поэтому на почвах с мерзлым горизонтом (сезонным – Центральная Камчатка или многолетним – Якутия) при низком количестве осадков мерзлота играет роль барьера, задерживая воду в профиле почв. Формируется выпотной горизонт над мерзлым слоем. В этом случае формируется благоприятный водный режим. Стоит напомнить, что мерзлые горизонты, как и холодные, могут образовывать около себя горизонты конденсации.

Тепловой (температурный) режим используют также в Американской классификации почв.

Выделяют температурный режим пергелик (многолетняя мерзлота), почвы с этим режимом имеют среднегодовую температуру 0°С.

Температурный режим криик характерен для почв со средней температурой выше 0° и ниже 8°С.

Фригид имеет такие же температуры, что и криик, но разница на глубине 50 см зимних и летних температур более 5°.

Мезик – среднегодовая температура выше 8° но ниже 15°, и разница на глубине 50 см между зимними и летним температурами более 5°С.

Термик – среднегодовая температура почвы не ниже 15°, но ниже 22°, разница температур на глубине 50 см в зимний и летний период больше 5°С.

Гипертермик – среднегодовая температура не ниже 22°, разница температур на глубине 50 см в зимний и летний период больше 5°С.

Приведенные температурные режимы отражают реальные температурные поля в почве и их легко использовать для классификации почв с учетом температурного режима.

Выше уже приводились данные о влиянии растительного покрова на поступление радиации в почву. На тепловой режим влияют и другие природные факторы: высота над уровнем моря, экспозиция склона, тип почвообразующей породы, количество осадков и т.д. Часть из этих факторов сами представляют собой переменные случайные величины, поэтому можно заключить, что, несмотря на свою цикличность, тепловой режим почв – параметр переменный, на который влияют другие компоненты БГЦ и окружающей среды.

Изменчивость теплового режима в любые периоды сопровождается изменением в жизнедеятельности биоты, в скорости химических реакций, в проявлениях водного, пищевого и газового режимов почв.

Поэтому оценка теплового, как и водного режима, лежит в основе понимания динамичности других свойств почв.

Следует остановиться еще на одной особенности теплового режима почв и экосистем в целом. Поступающий в экосистемы свет имеет разный спектральный состав в зависимости от высоты местности. В субальпийском и альпийском поясах в спектре света больше ультрафиолетовых лучей, которые, как известно, обладают бактерицидными свойствами. Возможно, что роль этих лучей в жизни горных экосистем намного больше, чем мы до сих пор представляем, и высокая гумусность горных почв связана со спектральным составом света.

В заключение следует отметить, что можно выделить почвы теплые (обычно песчаные и супесчаные, содержащие мало воды) и холодные (глинистые переувлажненные). Благодаря высокой теплоемкости воды переувлажненные почвы медленнее согреваются, чем более легкие или менее увлажненные.

Более высокая температура почвы способствует иссушению ее, но в то же время обеспечивает более быстрое поступление в корни питательных элементов, более быстрый их подток к корню, активизирует биологические процессы в почве, активность микрофлоры. С ростом температуры увеличивается выделение углекислого газа из почвы, скорость обменных и других реакций, диффузия, капиллярный подъем воды, фильтрация и пр. Таким образом, тепловой режим – важный экологический параметр почвы, во многом определяющий ее экологические функции (питание, водоснабжение, окислительно-востановительные условия и пр.)

Литература

Гиличинский Д.А. Сезонная криолитозона в Западной Сибири. М.: Наука, 1986.

Димо В.Н. Зонально-провинциальные особенности температуры почв СССР и классификация температурного режима. В кн.: Тепловой и водный режим почв СССР. М.: Изд. Почв. ин-та, 1968.

Еруков Г.В. Власкова Г.В. Гидротермический режим почв сосновых лесов Карелии. Л.: Наука, 1986.

Томпсон Л.М. Троу Ф.Р. Почвы и их плодордие. М.: Колос, 1982.

Федоров В.Д., Гильманов Т.Г. Экология. Изд-во МГУ, 1980.

Худяков О.И. Криогенез и почвообразование. Пущино, 1984.

Глава 8
Газовый режим почвы

Изменение влажности и температуры почвы приводит к изменению содержания и состава почвенного воздуха. Обычно в почве во всех гидрологических горизонтах, кроме застойного увлажнения, содержится определенный объем воздуха (поры аэрации при данной влажности). В застойном горизонте содержится защемленный воздух и воздух, растворенный в воде.

Почвенный воздух отличается от атмосферного в первую очередь содержанием CO_2. В болотных почвах (торфяниках) в воздухе, содержащемся в порах, отмечается заметная концентрация метана, сероводорода. Последний может выделяться и в других застойных горизонтах, где имеются сульфаты и работают сульфатредуцирующие бактерии.

В почве постоянно происходят процессы денитрификации и нитрификации, которые сопровождаются выделением из почвы аммиака и оксидов азота.

Все газовые реакции зависят от влажности и температуры, от содержания органического и питательных веществ в почве, от жизнедеятельности микроорганизмов, педофауны, растений.

Содержание в почве CO_2

Наиболее полно изучено содержание в почве и выделение из нее CO_2. Анализы показали, что с глубиной концентрация CO_2 в почвенном воздухе возрастает (табл. 8.1).

Таблица 8.1. Содержание CO_2 в почвенном воздухе черноземов Молдавии, почвах Московской обл, Карелии, % от объема (по данным З.А. Синкевич, И.Н. Николаевой, А.А. Ларионовой, Г.А. Заварзина, Т.Н. Погодиной)

Глубина, см	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
20	0,54	0,54	0,53	0,31	1,14	2,0	0,31	0,26	0,62	0,41	1,21
35	0,57	0,78	0,70	0,85	1,38	2,40	0,82	0,68	1,27	0,67	1,84
50	0,57	0,82	0,80	0,99	1,48	2,22	1,56	0,90	1,3 7	0,88	1,31
100	0,73	0,93	1,16	1,32	2,06	2,40	1,8	1,06	1,08	–	1,19
150	0,74	–	1,54	1,55	2,10	–	1,61	1,05	1,18	–	1,92
>150	–	–	–	–	–	–	3,78	2,30	1,64	–	1,50

Примечание. 1 – карбонатный чернозем; 2 – обыкновенный чернозем; 3 – ксерофитный чернозем, пашня; 4 – то же, поляна; 5 – то же, лес; 6 – серая лесная суглинистая; 7 – дерново-подзолистая лес; 8 – то же, озимая рожь; 9 – то же травы 1-го года; 10 – то же, вико-овсяный пар; 11 – подзолистая суглинистая почва; прочерк – нет данных.

На глубине 3 м в дерново-подзолистых почвах средние содержания CO_2 достигали почти 4% (рис. 8.1). Отмечается заметное увеличение концентрации CO_2 в почвенном воздухе под лесом. По расчетам В.М. Боровского такое увеличение в почвах, содержащих карбонаты, может привести к их растворению. Наблюдается еще одна закономерность: концентрация углекислого газа в пахотных почвах мень-

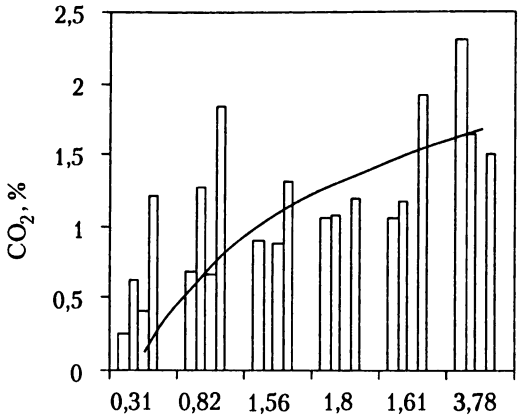

Рис. 8.1. Концентрация CO_2 в почвенном воздухе разных почв

ше, чем в аналогичных горизонтах целинных почв, что, возможно, связано с более энергичным газообменом между атмосферой и почвой в агроценозе.

О колебании концентрации CO_2 в почвенном воздухе дает представление сводка Н.Г. Зборищук (табл. 8.2), в которой приведены колебания в содержании углекислого газа в течение вегетационного периода для разных зональных почв. Отмечается высокое содержание CO_2 в болотных почвах и относительно низкое в почвах степей и пустынь, хотя именно в этих почвах, как правило, больше всего карбонатов. Из данных следует, что карбонаты не оказывают заметного влияния на концентрацию CO_2 в почве, в том числе в ее глубоких слоях (см. табл. 8.1).Отсутствие такой связи позволяет предположить, что главный источник почвенной углекислоты – гумус, микроорганизмы и животные, при этом образующаяся углекислота может стекать в более глубокие слои почвы.

Таблица 8.2. Содержание CO_2 в почвенном воздухе пахотных горизонтов (0–20 см), % от объема

Почва	CO_2
иловато-болотная	1,1–8,1
торфяно-глеевая	0,8–4,5
дерново-подзолистая	0,2–1,0
серая лесная	0,2–0,6
чернозем обыкновенный	0,3–0,8
чернозем южный	0,05–0,6
каштановая	0,05–0,3
серозем	0,05–0,3

Большие колебания в содержании CO_2 для поверхностных горизонтов свидетельствуют о достаточно заметной динамике состава почвенного воздуха в течение года. Многочисленные данные подтверждают, что газовый режим почв – высоко динамичный почвенный параметр (табл. 8.3, рис 8.2).

Колебания концентрации CO_2 в почве достигает целых процентов (если учесть, что среднее содержание CO_2 в атмосфере 0,03, то в почвенном воздухе оно выше в 10–40 раз).

Таблица 8.3. Динамика содержания CO_2 почвенного воздуха в черноземе обыкновенном под озимой пшеницей, % от объема (по З.А. Синкевич)

Глубина, см	Год	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Среднее
20	1973	0,72	0,72	0,89	0,86	0,60	0,85	0,35	0,64
	1974	0,53	0,59	0,39	1,13	0,56	0,80	0,63	0,66
50	1972	0,69	1,30	0,93	1,28	0,84	0,84	0,51	0,91
	1973	0,89	0,97	1,17	0,94	0,87	0,47	0,41	0,82
	1974	0,96	0,65	0,52	1,29	0,55	0,79	0,64	0,77
70	1972	0,80	1,24	1,04	1,34	1,03	0,99	0,53	1,00
	1973	1,04	1,04	1,36	1,17	0,96	0,42	0,54	0,99
	1974	1,15	0,73	0,70	1,34	0,60	0,98	0,64	0,88

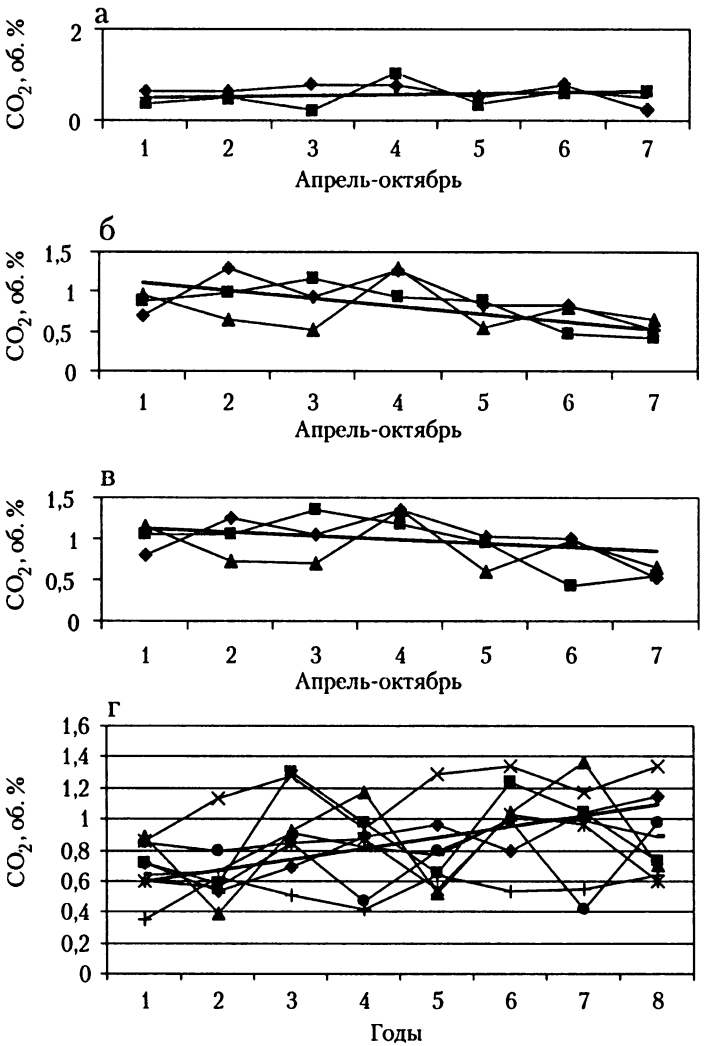

Рис. 8.2. Варьирование содержание CO_2 в воздухе чернозема обыкновенного в течение года: а – 20, б – 50, в – 70; г – варьирование по годам

Выделение CO_2 из почвы

Высокое содержание CO_2 в почве обусловливает энергичное его выделение из почвы. Это явление Г. Люндегорд назвал дыханием почвы. Действительно, в смешанном лесу Германии в толще 0–40 м над уровнем почвы концентрация CO_2 (в мл/м^3) изменяется от 360 у поверхности почв до 330 на уровне 40 м (уровень поверхности кроны – 22 м). В дневные часы концентрация CO_2 в атмосфере заметно падает (до 310 мл/м^3 над уровнем почвы, до 305 мл/м^3 на высоте 10 м и снова 310 мл/м^3 на высоте 40 м). В ночные часы концентрация CO_2 снова возрастает ("нормальная" концентрация CO_2 в атмосфере 335 мл/м^3 или 0,6 г/м^3). Аналогичная картина по суточному распределению CO_2 наблюдается в атмосфере сосняка-кисличника и сосняка сфагнового. Концентрация в ночное время достигает 0,68–0,64 (на высоте 4 м) г/м^3, в дневное время – 0,62 г/м^3 над почвой и 0,57 г/м^3 на высоте 16 м.

В степных ценозах ночью концентрация CO_2 в слое 0–30 см превышает нормальную на 5–10 мл/м^3, в дневные часы на высоте 5–10 см – нормальная, выше (в слое 10–30 см) – несколько ниже нормальной.

Ясно, что изменение содержания CO_2 в атмосфере связано с поступлением углекислоты из почвы и потреблением ее растениями. Интенсивность поступления CO_2 из почвы определяется типом почвы, ее температурой, временем суток, сезоном, активностью корней и микрофлоры.

Многочисленные данные, полученные самыми разными методами, свидетельствуют, что поступление CO_2 из почвы в атмосферу составляет 1–30 кг/га час (рис.8.3). При этом приблизительно 30% этой величины связано с дыханием корней, 30% – с деятельностью микроорганизмов и остальное количество – с деятельностью почвенной фауны. Сам механизм выделения определяется диффузией CO_2 из почвы и газообменом между почвой и атмосферой (вытеснением почвенного воздуха водой, перемешиванием с атмосферным воздухом).

Анализ данных по распределению CO_2 в почвенном профиле показывает, что только часть CO_2 выделяется из почвы, другая часть "стекает" в более глубокие слои почвы (идет дифференциация почвенных газов по их плотности, а плотность CO_2 выше, чем у кислорода и азота: 1,9769, 1,42904 и 1,2568 г/л соответственно). При движении воздуха сквозь пористую среду (почву) вниз по профилю происходит накопление в нем CO_2. По подсчетам В.Н. Мина, в почвенном метровом слое может содержаться 20–100 кг/га CO_2, что соизмеримо с выделением CO_2 из почвы, как это было установлено разными авторами в многочисленных исследованиях (табл. 8.4, рис. 8.4).

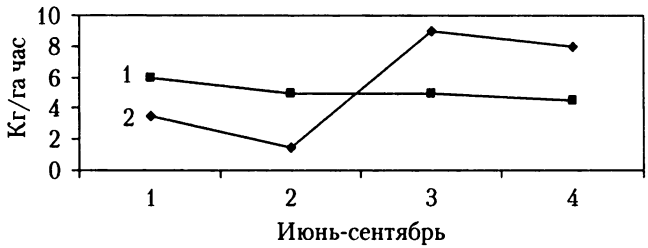

Рис. 8.3. Выделение CO_2 из дерново-подзолистой почвы в дубо-ельнике осокововолосистом в еловой (1) и дубовой парцеллах (2)

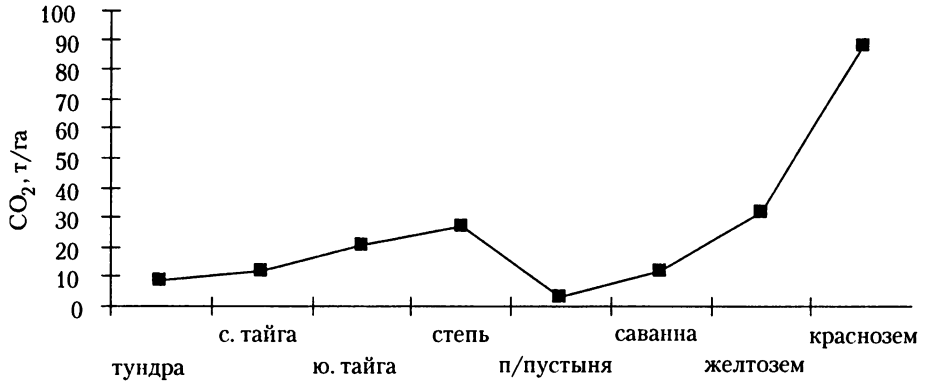

Рис. 8.4. Выделение CO_2 (т/га) с поверхности почв разных климатических зон за вегетационный период

Таблица 8.4. Выделение CO_2 (кг/га час) в атмосферу в течение вегетационного периода

Экосистема, почва	CO_2 (среднее значение)
травянистая тундра, торфяная	2,7
сосновый лес, песчаная подзолистая	1,3
ельник сложный, бурая поверхностно-глеевая	2,0–8,1
дубово-сосновый лес, дерновая суглинистая	1,0–6,3
лес из тюльпанового дерева, бурая лесная	0,7–8,8
низкотравная прерия, глинистый бурый чернозем	1,0–26,0
типчаково-птилагростиевая полупустыня, высокогорная бурая пустынная	0,1–2,2
холодная пустырниковая пустыня, каменистая серо-бурая	0,03–1,0
пальмовая саванна, дерновая	2,7
тропический вечнозеленый лес, героневый, желтозем	1,3–6,7
дождевой тропический лес, краснозем	5,0–15,0
лиственничник травяный, вулканическая грубогумусная	0,6–5,6
дубо-ельник волосистоосковый, дерново-подзолистая	1,5–12,2
залежь, чернозем карбонатный	0,6–4,3
залежь, чернозем обыкновенный	0,6–4,9
пашня, чернозем ксерофитно-лесной	1,16–4,62
поляна в дубовом лесу, чернозем ксерофитно-лесной	1,9–5,8
пашня, чернозем предкавказский	2,4–14,1
тайга, торфяная	4,0–12,0

На содержание CO_2 в почве и его выделение из нее влияют те же динамичные факторы: влажность почвы и ее температура. Эти параметры, в свою очередь, кроме прямого изменения объема воздуха в почве, скорости диффузии отдельных газов, влияют также на активность биоты. Именно с этими параметрами (влажность, температура, активность биоты) связаны суточные и сезонные колебания в содержании и выделении CO_2. Приведенные выше данные свидетельствуют, что амплитуда как в содержании CO_2 в почве, так и в его выделении из почвы достигает заметной величины.

Так, в утренние и дневные часы (с 7 до 15 часов) интенсивность выделения CO_2 подчиняется уравнению прямой: $y=a+bx$, где y – количество выделившейся

углекислоты, x – время в пределах 7–15 часов, a и b – коэффициенты, зависящие от типа почвы. Для грубогумусной вулканической почвы в пределах 11–15 часов коэффициент a равен 0,7, коэффициент b – 1,1.

Следует отметить высокую динамичность выделения CO_2 из почвы.

Так, в тундровых почвах в среднем выделяется 2–3 кг/га час CO_2, но в отдельные жаркие дни интенсивность выделения достигает 20 кг/га. На суммарное выделение CO_2 из почвы влияет, в первую очередь, среднесуточная температура и влажность почв. Оценка данных показывает, что в тундре в течение короткого вегетационного периода из почвы выделяется около 9 т/га, из таежных подзолистых почв – 10–21 т/га, черноземов – 23–40 т/га (рис. 8.3). Максимум выделения обычно приходится на июль–август.

На выделение CO_2 из почвы влияют многие другие факторы: тип БГЦ, тип парцеллы, запас подстилки, плотность почв, степень участия животных, корней и т.д. Так, удаление червей из дерново-подзолистой почвы (южная тайга) увеличило выделение CO_2 из почвы с 5 до 6 кг/час.

Выбросы крота в первый год интенсивно выделяют CO_2, но к 10 годам это выделение снижается (на 0,5–2 кг/га час). Возможно, в обоих случаях (удаление червей и выбросы) выделение CO_2 увеличивается в результате поступления его из пор более глубоких горизонтов, где содержание углекислого газа выше, чем в поверхностных слоях почвы.

Цикличность в концентрации CO_2 в почве и в выделении ее из почвы связана с цикличностью основных почвенных процессов: режимов влажности, температурного, поступления опада и т.п. Поэтому в первую очередь динамика параметров газового режима позволяет оценить динамику других свойств почв. Но сама углекислота оказывает заметное влияние на химизм и биоту почв. Концентрация CO_2 выше 6% смертельна для многих животных организмов, чем и обусловлена сохранность торфяных залежей: там уже на глубине 50 см может создаваться концентрация CO_2 более 6%.

Образование CO_2 в почве сопровождается изменением ее химических свойств (pH, выпадением и растворением карбонатов, миграцией бикарбонатов, других веществ).

Углекислый газ может оказаться существенным агентом, усиливающим выветривание и трансформацию почвенных минералов.

Из приведенных данных ясно, что именно почвенная углекислота, выделившаяся в атмосферу, в первую очередь поглощается растениями. Именно с этой ролью CO_2 в приземном слое атмосферы связан "древний" возраст растений Камчатки вблизи активных вулканов. Выделяющийся из них углекислый газ в первую очередь поступает в растения в результате фотосинтеза, он не успевает обогатиться ^{14}C и поэтому, как показал Л.Д. Сулержицкий, растения, выросшие в этом году на почве, по ^{14}C древнее самой почвы.

В менее широких масштабах относительное увеличение возраста органического вещества следует ожидать в лесных почвах, где CO_2 поглощается растениями в слое 10–40 м над уровнем почвы пока он диффундирует в верхние слои атмосферы (об этом свидетельствует градиент концентрации CO_2 воздуха в приземных слоях и в корне, намного превышающий среднюю концентрацию CO_2 в атмосфере).

Динамика CO_2 в течение суток, сезона достаточно широко изучена. Так, для сильноокультуренной пашни на дерново-подзолистой почве, по данным А.В. Смагина, выделение CO_2 имеет два максимума – ночной и дневной – и утренний минимум (в условиях выровненного теплового режима июня месяца) и измеряется 150–400мг/м^2 в час, при этом из почвы, лишенной корней, выделение углекислоты на 30% меньше, чем из почвы с корнями. В меньшей степени из-

вестны достоверные данные по выделению CO_2 из почвы в разные годы. По данным З.А. Синкевич, в 1972–73 гг. амплитуды колебаний содержания CO_2 в почве составляли: в апреле 0,20% от объема почвенного воздуха, в мае 0,15%, в июне 0,50%, августе 0,27%, сентябре 0,35%, октябре 0,20%. Но средние концентрации были близки (0,62–0,66% – средняя концентрация за вегетационный период). Амплитуда при выделении CO_2 из почвы по годам достигала 1,69 кг/га в час в апреле, 1,81 в мае, 1,56 в июне, 1,49 в июле, 1,86 в августе, 1,50 в сентябре. Колебания, безусловно, связаны с активностью биоты в те или иные годы.

Поведение CO_2 в геологической истории Земли и в современных условиях

Если выделение CO_2 из почвы колеблется в течение суток, сезона, в многолетнем цикле, то следует ожидать значительного колебания в выделении CO_2 из почвы и в содержании ее в атмосфере в геологическом прошлом. Сейчас многие исследователи придерживаются гипотезы, что с увеличением CO_2 в атмосфере на Земле проявится парниковый эффект и наступит глобальное потепление климата. Приводятся данные по увеличению концентрации CO_2 в атмосфере за последние два века с 279 до 355 мл/м^3. В геологическом времени с такими потеплениями с избыточным содержанием CO_2 в атмосфере связывают образование карбонатных отложений (известняков, мела). Очевидно, что для понимания процессов изменения содержания CO_2 в атмосфере необходимо выяснить баланс углекислоты: источники ее поступления и фиксации, поглощение.

Источником CO_2 в атмосфере следует считать: вулканическую деятельность, дыхание живых организмов, дыхание почвы, разложение карбонатов, окисление органических остатков, хозяйственную деятельность человека. По расчетам А.П. Виноградова, за 4,7–5 млрд лет из мантии выделилось в атмосферу до $3 \cdot 10^{22}$г CO_2, что составляет 2,5% от общего содержания углекислого газа в мантии ($2 \cdot 10^{24}$ г). Отсюда следует, что в атмосфере содержание углекислого газа определяется равновесием с литосферой и гидросферой, а весь углекислый газ атмосферы выделился из мантии, и теперь он используется растениями в их цикле углерода.

Убыль CO_2 из атмосферы связана с фотосинтезом растений, с образованием известковых панцирей у животных, с формированием карбонатных и гумусовых горизонтов в почвах, отложением торфа.

Вулканическая деятельность – переменная величина и связана с интенсивностью тектонических процессов. Возможно, что карбонатные отложения девона, карбона и мела связаны с процессами каледонской, герцинской складчатости. В.К. Бахнов считает, что к повышенному содержанию CO_2 в атмосфере приурочены болотообразование и интенсивное образование углей.

Другими словами, при повышении концентрации CO_2 в атмосфере из круговорота, из углеродного цикла происходит отток CO_2 в биосферу и закрепление в виде органогенных пород в бывшей биосфере, ставшей литосферой.

Рост концентрации CO_2 в атмосфере, безусловно, был постепенным. Даже в современных условиях, при интенсивном сжигании топлива, распашке земель и использовании гумуса и торфа, накопление CO_2 в атмосфере идет медленно. По данным метеостанции на Гавайских островах, достаточно удаленных от непосредственных промышленных и сельскохозяйственных источников CO_2, с 1955 по 1980 гг. концентрация CO_2 в атмосфере возросла с 315 до 336 мл/м^3, в среднем, 0,8 мл/м^3 в год. Но в такие относительно спокойные периоды динамика CO_2 (его цикл), фотосинтез и разложение органического вещества уравновешены. Поэтому лесные экосистемы в равновесном состоянии не служат резервуаром для накопления CO_2. Лес может закреплять CO_2 только в случае искусственного разведения. Тогда за период

его роста образуется фитомасса, которая до рубки служит накопителем атмосферного углекислого газа. Но при вырубке, пожаре CO_2 снова поступает в атмосферу.

Поэтому ни тайга сама по себе, ни леса Амазонии и Африки не поглощают избыток CO_2 из атмосферы. Избыток CO_2 расходуется на торфообразование, при накоплении гумуса в почвах, при формировании карбонатного профиля почв. Периодом стока углекислого газа из атмосферы следует считать период образования черноземов и других глубокогумусных почв. Обычно гумус в почве ежегодно образуется и ежегодно разрушается (минерализуется с выделением в атмосферу CO_2).

Но в насыщенных основаниями почвах CO_2 частично закрепляется, образуя карбонаты Ca и Mg. Такое закрепление хорошо прослеживается в каштановых почвах Хакасии, в ряде черноземов.

Нормальное функционирование биосферы неизбежно сопровождается флуктуациями в содержании CO_2 в атмосфере. В целом, за достаточно длительный период эти флуктуации компенсируют друг друга. Но в какой-то относительно короткий период (для геологической истории Земли) некомпенсированное увеличение или уменьшение CO_2 в атмосфере может сыграть свою роль в формировании биосферы (видовой состав живых организмов, типы почв, площадь почвенного покрова и т.д.).

Предположительно в биосфере действует следующая схема.

Концентрация CO_2 в атмосфере увеличивается, проявляется парниковый эффект, за ним следует потепление, таяние ледников, обводнение низменностей суши, интенсификация болотообразовательного и гумусообразовательного процессов, формирование кораллов и других организмов, расширение площади многогумусных почв. В результате всех этих процессов концентрация CO_2 в атмосфере уменьшается, достигая прежнего уровня, усиливается видообразование, аридизация, минерализация торфа и гумуса, и снова CO_2 поступает в атмосферу, повышая концентрацию.

Этот механизм цикла углекислоты в биосфере постоянно воспроизводится. Наверное, при детальном анализе можно выявить короткие и длительные циклы. Есть и очень короткие циклы, циклы локальные, связанные с местными условиями.

Другие газы в системе почва–атмосфера

Как указывалось выше, в почвенном воздухе по сравнению с естественной атмосферой может возрастать концентрация метана, сероводорода, окислов азота. Внесение в почву азотных удобрений резко увеличивает поступление в атмосферу аммиака, окислов азота.

Аммиак выделяется в основном из влажных кислых почв (подзолистых, дерново-подзолистых и т.д.). Потери составляют от 4 кг/га азота за лето в паровом поле до 8,8 кг/га азота при удобрении почвы 300 кг/г N в виде мочевины. В дневное время (на свету) практически из всех почв выделяется двуокись азота. Интенсивность выделения двуокиси N составляет 0,1–5,7 г/га час. Как видно, выделения и аммиака, и окислов азота на 3 порядка меньше, чем поступление в атмосферу CO_2. Удобрение увеличивает поступление аммиака и окислов азота в 2–6 раз (табл. 8.5). По данным Э. Ким, из бурых лесных почв под насаждениями кедра корейского, в дубняке и на лугу за неделю выделилось 3,4–2,6–1,8 кг/га NH_2 и 0,21–0,12–0,19 кг/га NO_2. По оценкам Р. Седерлунда и Б. Свенсона, все экосистемы планеты ежедневно выделяют в атмосферу от 1 до $14 \cdot 10^6$ т азота в виде окислов. В основе естественного выделения NO_n лежит биологическая денитрификация, которая обязательно идет во всех почвах земного шара.

Внесение удобрений может увеличить поступление окислов азота в атмосферу, так же, как на орошаемых почвах и рисовниках увеличивается выделение H_2S и CH_4. Вообще, деятельность человека способствует интенсификации процессов газо-

Таблица 8.5. Выделение газов из дерново-подзолистой почвы при внесении удобрений, г/га час (по данным Б.Н. Макарова)

Газ	Без удобрения	N аммонийный	N нитратный	N мочевина	Известь + N аммонийный	Известь + N мочевина
NH_3	0,3	не опр.	0,8	3,0	4,7	3,8
NO_2	0,3	0,4	0,6	1,0	1,1	1,5

обмена в системе почва–растение. Но поскольку колебания теплового режима на Земле происходили и до появления человека, считать грядущее потепление итогом деятельности человека преждевременно. Как считает Е.Е. Милановский, потепление в большей степени связано с галактическим годом солнечной системы.

Поступление серы в атмосферу на 50% определяется экосистемами (водными и наземными). В результате микробиологических процессов, особенно в условиях переувлажненных почв, H_2S поступает в атмосферу. Сероводород продуцируется в почве при восстановлении сульфатов (в болотах, топях, слабо дренированных почвах) и при разложении органического вещества. По расчетам количество выделяемого сероводорода почвами достигает от 58 до $110 \cdot 10^6$ т серы ежегодно, что превышает поступление серы в результате деятельности человека. Обычно сероводород в почве при взаимодействие с металлами образует сульфиды. При господстве окислительных условий сульфиды окисляются в сульфаты. Но переувлажнение, восстановительные условия способствуют поступлению сероводорода в атмосферу.

В настоящее время многие исследователи полагают, что в атмосферу в основном выделяется не сероводород, а органические соединения серы, такие, как сернистый карбонил, диметилсульфид, метилмеркаптан. По оценке этих исследователей, выделение сернистых газов из разных почв составляет в среднем 72 г/м^2 год серы с колебаниями в пределах 0,002–150. В общем балансе летучих органических соединений поступление серы в атмосферу Г. Смит оценивает следующими цифрами (т/год): морские водоросли – $0{,}05 \cdot 10^6$, свежие листья – $0{,}01 \cdot 10^6$, отмирающие листья $0{,}53 \cdot 10^6$, почвы – $1{,}5–4{,}9 \cdot 10^6$. Как видно, в лесных экосистемах и фитоценозах и подстилка, и почва могут быть источником органических соединений серы, попадающих в атмосферу.

Отражая жизнь экосистем, газовый режим может служить индикатором их состояния, условий существования. Так, в анаэробных условиях в почве начинает образовываться метан (CH_4). Особенно интенсивно метан выделяется из рисовых почв. Специальный опыт Р. Ахарайя показал, что с нарастанием анаэробиозиса уменьшается выделение CO_2 из почвы (табл. 8.6), увеличивается выделение метана и сначала возрастает, а потом падает выделение водорода. Приведенные данные показывают общую связь почвы и атмосферы, роль почвы в регулировании состава атмосферы.

Таблица 8.6. Количество (литры), состав выделяющихся из почвы газов и потеря органического вещества при разной степени анаэробиозиса при разложении рисовой соломы (температура 30°С, 100 г соломы, 6 месяцев)

Газ	Слабая	Умеренная	Сильная
углекислый газ	32,5	17,4	10,8
метан	2,1	669	10.6
водород	0,92	5,6	0,1
потеря массы соломы, г	34	37	35
связанный N/Nобщ	0,33	0,26	0,07

По данным ряда исследователей, например, А.В.Смагина, количество парниковых газов в атмосфере неуклонно возрастает (табл. 8.7).

Таблица 8.7. Рост концентрации газов в атмосфере (ppm)

Годы	CO_2	CH_4	N_2O
1765	279,0	0,790	0,285
1900	295,7	0,974	0,292
1960	316,2	1,272	0,296
1970	324,8	1,421	0,298
1980	337,3	1,569	0,303
1990	343,9	1,717	0,310

Особенно быстро возрастает концентрация метана, что связано с орошением почв и с ростом поголовья жвачных животных, которые тоже выделяют метан в атмосферу.

Влияние атмосферы на почву

Существует и весьма четкая обратная связь – воздействие атмосферы на почву. Эта сфера воздействия охватывает поступление в почву из атмосферы пыли, солей, кислот, других веществ, включая аэрозоли, тяжелые металлы и др. Особенно этот процесс усилился в последние годы в связи с загрязнением, поступлением в почву продуктов технических производств. Но этот процесс шел и идет и в естественных условиях, хотя результаты его несколько иные: почвы остаются естественными и чистыми.

Изменение свойств почв, связанное с воздействием газов, проявляется в морфологии почв, в их химическом составе. Так, образование карбонатов в почве, безусловно, связаны с продуцированием CO_2 при окислении почвенного гумуса, особенностями обмена почвенного воздуха с атмосферой. Процессы окисления, идущие в почве при отсутствии избыточного увлажнения, приводят к тому, что в конечном итоге все силикатные соединения железа переходят в оксиды и гидроксиды. Поступление атмосферного азота в почвенные поры приводит к фиксации его микроорганизмами. Известно, что в весенний период затопление почв и формирование застойно-переувлажненного гидрологического горизонта не так опасно для почвы, так как весенняя вода богата растворенным кислородом. В летние месяцы кислород почвенного раствора быстро расходуется микроорганизмами, и корни деревьев и других растений испытывают недостаток в кислороде, что приводит в случае 10-дневного переувлажнения к гибели корней (и растений).

Изменения почв связаны с такими их свойствами, как сенсорность и рефлекторность, т.е. чувствительностью почв к изменению фактора и способность почв реагировать на данный фактор.

В основе всех изменений почв лежат разобранные выше три циклических процесса: водный, тепловой и газовый режимы почв. Они воздействуют на почву прямо и через растения, что может приводить, независимо от характера изменчивости фактора (цикличного или нет), к цикличным и трендовым изменениям в свойствах почвы. Цикличность и тренд в какой-то степени зависят от времени оценки явления. При непродолжительных исследованиях трендом можно пренебречь: его просто трудно выявить. Свойства почвы могут оказаться ценным свидетелем определенных фаз в ее развитии, дать представления о тренде изме-

нения, выявить необратимость изменений, но для этого необходимы наблюдения за их динамикой.

В заключение следует отметить, что педосфера (почвенный покров) средней мощностью 2 м в порах, не занятых водой, содержит 40–60 кг CO_2, что составляет около $7{,}5 \cdot 10^{14}$ г. По сравнению с запасами CO_2 в атмосфере ($2{,}33 \cdot 10^{18}$ г) эти объемы меньше на 4 порядка. Поэтому если даже весь углекислый газ почвы сразу выделится в атмосферу, содержание CO_2 в ней увеличится лишь на тысячные доли (на сотые %). В то же время, как было показано выше, из мантии Земли в атмосферу за все время существования планеты выделилось 10^{24} г CO_2, на 6 порядков больше, чем сейчас содержится в атмосфере и на 11 порядков больше, чем в современной почве. Отсюда следует, что изменение газового режима почв не должно катастрофически сказаться на состоянии атмосферы, содержании в ней CO_2.

Литература

Макаров Б.Н. Газовый режим почвы. М.: Агропромиздат, 1988.

Мина В.Н. Опыт сравнительной оценки методов определения интенсивности дыхания почв // Почвоведение. 1962. № 10. С. 96–100.

Николаева И.Н. Воздушный режим дерново-подзолистых почв. М.: Колос, 1970.

Синкевич З.А. Современные процессы в черноземах Молдавии. Кишинев: Штинница, 1989.

Смагин А.В. Газовая фаза почв. М.: Изд-во МГУ, 1999.

Глава 9
Химический состав почвы

Химический состав почвы определяет многие ее свойства. Даже гранулометрический состав зависит от химического состава породы и почвы (см. гл. 4). В значительной мере химический состав определяет тип БГЦ и экосистемы. Частично он унаследован от почвообразующей породы, частично меняется в процессе почвообразования, т.е. зависит от климата, биоты, времени (длительности и скорости процессов почвообразования). При анализе химического состава почвы различают общее (валовое) содержание химических элементов, содержание разных соединений (в том числе и минералов), количество веществ, переходящих в водную вытяжку, вещества, растворимые в разных вытяжках (щелочных, кислотных, солевых и пр.).

Валовой состав почвы

Основа химического состава почвы, совокупность всех химических элементов, составляющих почву, ее валовой состав. На 90% и более валовой состав почвы определяется почвообразующей породой. Поскольку почвообразование в природе идет на самых разных породах, то исходный состав почвы может меняться в широких пределах. Но существующие данные показывают, что с достаточно большой вероятностью многие почвы приурочены к определенным типам пород (табл. 9.1). Так, на кислых породах в гумидной зоне формируются почвы подзолистого ряда, дифференцированные по валовому составу; на слабокислых и основных породах – слабо дифференцированные бурые, дерново-лесные, подбуры и т.п.

Таблица 9.1. Приуроченность разных почв к разным типам горных пород, %

Почвы	Породы			
	кислые	основные	ультраосновные	карбонатные
подзолистые	85	10	0	5
бурые лесные	30	30	20	10
черноземы	60	0	0	40
каштановые	100	0	0	0
сероземы	100	0	0	0
красноземы	0	80	20	0

Красноземы залегают на основных породах и не встречаются на кислых.

Черноземы образуются на кислых и на карбонатных породах и почти не встречаются на основных. На карбонатных породах иногда формируются бурые лесные почвы. Вулканические почвы (андосоли) очень часто формируются на основных породах. Лессы, содержащие карбонаты, рассматриваются как карбонатизированные вторично, и по составу бескарбонатной части относятся к кислым породам.

Сходство и различие валового состава почвы (отдельных ее горизонтов) и почвообразующей породы позволяют оценить направленность почвенных процессов.

Но еще большее значение имеет валовой состав почвенного ила. Многие исследователи считают, что в процессе почвообразования в первую очередь образуется ил. Его состав может указывать на направленность почвообразовательного процесса. Так, по соотношению состава ила в гор. В и А2(Е) оценивают возможность лессиважа. Если соотношение кремния и полуторных окислов в иле из двух горизонтов близки к единице, то считают причиной дифференциации ила лессиваж. По соотношению SiO_2 и R_2O_3 (оксиды железа и алюминия) оценивают степень ферраллитности почвы (чем меньше отношения, тем больше ферраллитность).

Валовой состав почвенного ила

Валовой состав ила используют для ряда генетических построений, для оценки возможных почвенных процессов. В частности, для обоснования и разделения подзолистого процесса и лессиважа. Если валовой состав ила в горизонтах А2 и В одинаков, считают, что в почвах идет процесс лессиважа, если он различается, то процесс почвообразования характеризуют как подзолистый. В этих построениях не учитывают одну закономерность, которую удалось обнаружить, сравнивая валовый состав ила разных почв. Имеется в виду, что валовой состав ила многих почв очень близок, независимо от состава самих почв (табл. 9.2–9.4; рис. 9.1). И в то же время, по данным А.А. Роде, с уменьшением размера илистой фракции почвы меняется ее валовой состав (см. табл. 9.3) С ростом дисперсности частиц уменьшается содержание SiO_2, Na, K, увеличивается количество Al, Fe, Ca, P (рис. 9.1). Изменение валового состава по гранулометрическим фракциям может быть связано с процессами выветривания, метасоматоза, сортировкой осадочных пород при их транспортировке и отложении, с почвообразованием. Разделить влияние этих всех факторов достаточно трудно. Известно, что в илистой фракции почв, как и горных пород, преобладают оксиды и гидроксиды железа, глинистые минералы (смектиты, каолинит, хлорит), цеолиты и др. В валовом составе глинистых минералов содержание SiO_2 не превышает 55%. Поэтому в иле содержание кремнекислоты обычно около 60%.

Низкое содержание кремнекислоты в ферраллитных и ферритных почвах объясняется тем, что в илистой фракции много минералов алюминия (гиббсита), каолинита и оксидов железа. Но и в сиаллитно-песчаных отложениях содержание кремнекислоты в иле очень низкое. Несколько повышается оно в глинистой сиаллитной коре (слитой), но не превышает 53%.

Аналогичная картина характерна для подзолистой почвы.

В иле по сравнению с почвой уменьшается содержание Si (выражено, как и все остальные элементы, в виде оксидов). Теоретически можно отделить валовой состав исходного ила (почвообразующей породы) от почвенного ила, сравнив почвенные горизонты. Постепенное изменение состава ила с глубиной от горизонта А1 к горизонту С свидетельствует об особенностях процесса почвообразования. Незакономерное изменение валового состава говорит скорее о слоистости почвы, чем об изменении состава ила в процессе почвообразования. Анализ содержания в иле SiO_2 и Al_2O_3+Fe_2O_3 показывает, что почвенные илы можно отнести преимущественно к основным породам, реже к средним и ультраосновным. При этом отмечается близкое для многих почв содержание оксидов железа, кроме ферраллитных и ферритных. Большая близость валового состава ила почв вне тропиков и субтропиков (подзолистых, дерново-подзолистых, черноземов, бурых

Таблица 9.2. Валовой состав ила разных кор выветривания в тропиках, % (по данным С.В. Зонна)

Кора выветривания	Место	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO
карбонатно-сульфатная	Куба	54,00	18,94	8,81	6,00	2,36
слитосиаллитная	Индия	52,80	27,15	13,37	1,41	2,40
феррсиаллитная	Индия	58,49	14,86	16,14	0,90	8,17
аллитная	Куба	36,51	42,16	15,70	0,90	0,41
ферраллитная	Куба	35,92	17,63	41,11	1,22	0,70
ферритная	Куба	24,60	9,71	57,61	0,65	5,47
сиаллитная песчаная	Куба	43,28	43,26	9,01	0,33	0,28

Таблица 9.3. Валовой состав (на прокаленное вещество) (%) гранулометрических фракций горизонта В2 (32–62 см) в подзолистой почве на карбонатной морене (по данным А.А.Роде)

Параметр, компонент	Фракция, мкм					
	<0,1	0,1–0,3	0,3–1,0	1,0–5,0	5,0–50	почва
Содержание фракции	0,6	0,8	1,7	1,9	7,1	100
Гумус	33,4	29,3	25,5	23,2	9,6	–
Теплота смачивания, кал/г	18,5	17,6	18,0	13,4	6,5	–
SiO_2	29,20	36,32	41,27	41,18	59,30	78,35
Al_2O_3	35,12	34,25	31,48	30,26	22,22	11,13
Fe_2O_3	25,22	19,40	17,45	17,19	8,49	3,86
MnO	0,13	0,18	0,12	0,10	0,08	0,02
TiO	1,33	1,39	1,42	1,38	1,30	0,76
CaO	2,68	2,12	1,16	1,29	0,71	0,67
MgO	2,07	2,09	1,89	2,04	1,56	0,44
K_2O	2,35	3,12	3,82	4,23	5,03	3,72
Na_2O	0,57	0,60	0,72	0,62	1,40	0,72
P_2O_5	1,04	0,78	0,41	0,41	0,05	0,09

Примечание. Прочерк – нет данных.

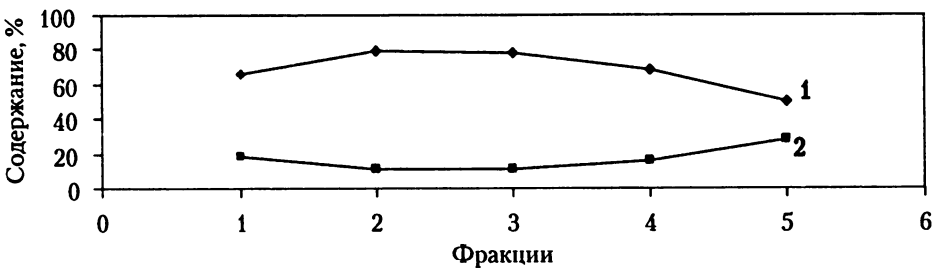

Рис. 9.1. Содержание SiO_2 (1) и R_2O_3 (2) в гранулометрических фракциях: 1 – песок; 2–4 –пыль: 2 – крупная, 3 – средняя, 4 – мелкая; 5 – ил

Таблица 9.4. Валовой химический состав почв и гранулометрических фракций предкавказских черноземов, % от массы (по данным М.Г. Алещенко)

Горизонт	Фракция, мкм	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO	MnO	CaO	MgO	P_2O_5	K_2O	Na_2O
A1	все	65,51	18,38	6,23	0,98	0,10	2,72	2,34	0,28	2,14	4,96
B2	все	66,40	17,27	5,21	0,81	0,05	4,54	2,61	0,10	1,66	5,48
C1	все	66,02	16,12	4,45	0,78	0,05	6,88	2,76	0,10	1,58	5,84
A1	50–10	80,11	9,09	5,39	0,51	0,07	1,22	1,64	0,06	1,28	1,96
B2	50–10	81,71	8,48	5,26	0,50	0,04	1,24	1,40	0,03	1,28	1,94
C1	50–10	81,67	8,55	5,26	0,40	0,03	1,25	1,36	0,03	1,21	1,96
A1	10–5	76,12	11,57	3,59	1,06	1,09	1,80	1,30	0,12	1,96	2,39
B2	10–5	77,45	11,55	3,26	1,01	0,08	1,78	1,40	0,06	1,63	2,08
C1	10–5	77,53	11,22	3,32	0,89	0,06	1,78	1,32	0,03	1,65	2,00
A1	5–1	71,68	14,22	7,10	1,31	0,11	1,58	1,12	0,13	2,02	1,14
B2	5–1	71,81	13,58	7,12	0,96	0,08	1,57	1,20	0,11	2,76	1,12
C1	5–1	71,93	13,61	7,06	0,92	0,08	1,57	1,14	0,10	2,49	1,11
A1	< 1	51,58	27,14	11,14	1,51	0,16	2,13	2,54	0,39	2,94	0,37
B2	< 1	53,88	25,21	10,24	1,43	0,14	2,80	2,39	0,28	2,57	0,38
C1	< 1	54,61	24,18	10,19	1,29	0,12	2,50	2,86	0,25	2,14	0,30
0–8 см, эоловый нанос	все	65,57	17,95	6,81	0,99	0,09	2,61	2,13	0,27	2,02	1,80
	50–10	79,25	10,66	3,01	0,51	0,07	1,04	1,41	0,05	1,76	2,38
	10–5	77,62	11,08	3,77	0,53	0,08	1,29	1,20	0,06	2,61	2,23
	5–1	68,46	15,83	7,35	1,10	0,12	1,41	2,18	0,14	2,56	1,18
	< 1	50,38	27,45	11,41	1,47	0,16	2,48	2,18	0,40	3,11	0,56

лесных, каштановых) показывает, что предел содержания окиси кремния в иле этих почвах где-то около 60% от массы прокаленной почвы. Для этих почв, включая тундровые (табл. 9.5) характерен очень близкий состав ила по основным элементам (кремнию, железу, алюминию). Отмечается, что обогащенность почв кремнием (свыше 90% SiO_2 от массы прокаленной почвы) приводит к тому, что содержание этого оксида в иле достигает 62%. Такое содержание характерно для песчаных почв. Но и в этом случае просматривается близость ила этих почв к илу почв других регионов умеренной зоны. Поэтому верхнюю границу содержания оксида кремния в почвенном иле следует оценить в 60±2%, что соответствует наблюдаемым почвам.

Таблица 9.5. Содержание основных компонентов (%)в почвах (1) и иле (2) тундры Над-Цурского междуречья (по данным Е.В. Сопиной)

Почва	Горизонт	Глубина, см	SiO_2		Al_2O_3		Fe_2O_3	
			1	2	1	2	1	2
поверхностно-элювиально-глеевая	A	5–10	79,3	59,3	13,6	23,6	3,0	10,8
	B1	10–15	77,5	56,1	14,3	24,2	4,6	12,3
	B2	25–30	78,8	56,2	14,0	23,2	3,8	12,8
поверхностно-подзолистая	A2	7–9	80,6	60,1	12,7	23,6	3,3	10,2
	B1	9–15	82,5	53,7	10.8	25,6	3,7	14,0
	B2	16–28	78,3	55,9	14,5	22,9	4,0	11,8
	C	72–110	80,7	56,4	14,7	23,9	2,5	12,7
подзол неглубокий	A2	4–25	92,3	61,6	4,8	21,8	1,1	8,4
	B	25–53	92,3	62,3	5,1	22,5	1,4	9,5
	C	72–105	93,5	60,4	3,6	20,1	1,0	9,3
поверхностно-подзолистая глубинно-глеевая	A2	4–7	88,0	64,8	6,1	22,2	1,5	5,9
	B1	7–25	82,3	58,3	10,0	21,4	3,5	12,5
	B2	25–53	83,4	58,7	8,9	21,4	3,1	12,0
	BC	53–105	91,6	63,4	3,6	18,6	0,7	9,9

Даже формирование почв на разных породах (покровном и моренном суглинках) не приводит к большим различиям в составе ила этих почв (табл. 9.6).

Таблица 9.6. Содержание основных компонентов (%) в почве (1) и иле (2) на покровном (А) и моренном (В) суглинках в пос. Малинки, Биогеоценологическая станция, Московская область

Горизонт	Глубина, см	SiO_2				Al_2O_3				Fe_2O_3			
		A		B		A		B		A		B	
		1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
A1	0–4	79,2	54,1	78,8	58,7	11,6	24,3	11,1	24,1	2,7	12,0	3,0	8,7
A1 A2	6–14	80,7	54,5	79,5	55,9	11,4	26,3	11,3	26,5	2,35	10,3	2,7	10,2
A2	14–28	81,7	55,1	80,9	55,5	10,9	25,6	10,6	24,5	2,3	10,4	2,5	11,7
A2 B	30–40	77,1	54,5	77,3	55,0	13,3	25,5	12,3	24,8	3,6	11,8	3,7	12,6
B1	45–50	74,7	55,3	74,8	54,6	14,5	26,3	14,3	25,1	4,2	11,5	4,6	12,9
B2	120–130	74,2	55,9	76,2	55,6	13,6	25,9	13,8	22,8	5,5	11,0	4,0	12,9

Окончание табл. 9.6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
D1	170–190	80,7	55,0	81,3	52,1	10,9	25,2	11,5	27,4	3,8	11,6	2,6	13,6
D2	240–260	76,9	55,7	78,1	55,1	13,2	25,2	12,4	25,0	4,1	11,7	3,7	12,5
D3	400–410	73,1	56,1	72,6	56,6	15,3	26,4	16,2	25,3	5,6	10,5	5,2	11,2

Суглинки заметно различаются по цвету, по содержанию песчаных фракций, но состав ила у них очень близок.

Ил ферраллитных и особенно ферритных почв обогащен железом, иногда в 2 раза больше, чем ил других почв (табл. 9.7). В то же время в сиаллитных почвах в иле содержится железа в 5–7 раз больше, чем в почве в целом. Итак, в сиаллитных почвах идет сходный процесс распределения элементов по фракциям гранулометрического состава с максимумом железа в илистой фракции.

Таблица 9.7. Содержание основных компонентов в иле (1) и почве (2), % на прокаленную навеску

Почва	Глубина, см	SiO_2		Al_2O_3		Fe_2O_3	
		1	2	1	2	1	2
ферраллитная (Бирма)	0–12	32,32	44,86	43,52	37,52	21,82	13,16
	12–30	30,67	43,14	44,61	39,67	20,34	13,76
	49–69	30,25	43,22	44,53	42,65	19,52	13,61
	89–102	31,90	41,94	40,75	38,63	24,41	12,69
ферритная (Куба)	0–12	36,80	35,68	38,89	38,09	17,27	18,32
	30–40	17,49	33,52	9,59	7,02	67,08	49,20
	60–7–	18,24	29,97	10,16	10,29	64,36	52,45
коричневая карбонатная	0–10	57,04	61,86	21,05	26,56	10,55	10,79
	15–25	56,93	60,83	9,99	26,02	10,39	3,68
	30–40	56,65	59,95	21,60	26,60	9,85	10,32
	54–64	56,94	49,92	17,02	24,94	10,31	8,00
коричневая некарбонатная	2–10	54,90	56,24	17,76	18,76	18,27	11,80
	11–20	52,26	55,75	24,3	19,17	15,76	12,61
	30–40	55,93	54,22	23,00	17,39	14,39	11,93
	75–88	55,99	54,38	20,37	16,40	15,58	12,13
чернозем (Молдова)	0–30	51,38	71,38	27,60	15,54	9,60	4,39
	30–40	50,82	71,39	27,12	15,96	9,56	4,39
	60–70	50,14	68,08	27,25	14,65	9,89	1,24
	120–130	51,54	64,96	26,66	15,21	9,34	4,03
	160–170	51,56	66,34	26,83	15,23	9,12	3,96

Валовой состав и генезис ферраллитных почв

В ферраллитных почвах также выражен процесс уменьшения содержания кремнезема в иле по сравнению с почвой в целом. Но встречаются случаи, когда в почве содержание кремния меньше, чем в илистой фракции. Это наблюдается у ферритных почв Кубы. В этом случае содержание кремния определяется илистой фракцией.

В целом, ферраллитные почвы очень резко отличаются по валовому составу горизонтов от любых других почв, образовавшихся на сиаллитных корах выветривания. Существует устойчивый взгляд, что такой валовой состав ферраллитных почв сформировался в результате выноса кремния в процессах почвообразования в условиях тропиков. Но это не так. Ферраллитные почвы уже образовались на ферраллитных корах выветривания, представляющих собой продукт метасоматоза.

По теории Н.В. Разумовой и И.А. Соколова, состав ила, как и самих ферраллитных почв, определяется геологическими процессами метасоматоза, обработкой субстрата растворами горячих источников. Эта мысль подтверждается данными Л.С. Ильиной, показавшей, что в красноземах преобладают продукты высокотемпературного гидротермального генезиса, комплекс железистых минералов от магнетита, маггемита на вулканических породах до крупнозернистого гематита и гетитов на осадочных породах. Присутствие сульфид-магнетитовых ассоциаций в комплексе с крупнокристаллическими гетитом и гематитом – четкий признак гидротермального выветривания пород.

В других почвах валовой состав ила в большей степени отражает процессы почвообразования (табл. 9.8).

Таблица 9.8. Валовой состав ила вертисолей (слитых почв)

Место	Глубина, см	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO
Индия, Хайдарабад	3–16	55,35	13,77	24,14	1,02	2,85
	16–40	53,77	13,70	26,11	1,53	3,52
	40–75	54, 69	14,18	26,45	1,52	2,83
Куба, Ориенте	1–10	58,38	11,63	22,61	0,49	3,20
	20–30	57,68	12,10	21,79	1,19	3,44
Центральная Мьянма, Мандалай	1–10	55,43	11,04	25,89	–	–
	24–35	52,19	8,99	27,39	–	–
	40–50	51,75	10,38	25,81	–	–
Молдова	0–30	50,85	8,24	28,07	7,33	2,20
	30–50	52,86	8,26	2761	5,49	3,05
	70–90	53,14	8,06	27,81	5,09	3,05
	130–150	53,68	8,39	27,02	4,81	2,64

Примечаеие. Прочерк – нет данных.

Валовой состав почв и ила ряда почв

Дифференциация валового состава почв и ила по горизонтам отмечается во многих почвах, но, как правило, она – следствие слоистости почвообразующей породы. Но и в этом случае почвообразование может усиливать дифференциацию почв по валовому составу или сглаживать ее. Как правило, валовой состав дает представление лишь об участии кварца, полевых шпатов, слюд в почвообразовании, но судить по валовому составу о других химических свойствах почв в ряде случаях затруднительно.

Так, процесс образования кремнезема оценивали по соотношению в иле почв кремнезема и полуторных окислов. Теперь понятно, что эта характеристика в ос-

новном унаследована от коры выветривания (подвергшейся метасоматозу). Но все равно, в существующих почвах отношение в иле кремнезема и полуторных окислов часто показательно.

Итак, можно выделить в почвах мира два типа ила. Один тип представляет собой сиаллитный материал, где содержание оксида кремния – в пределах 50–60% от прокаленной навески, а полуторных окислов – до 40%. Второй тип ила встречается в ферраллитных (и ферритных) почвах и содержит менее 40% SiO_2 и больше 60% полуторных окислов. Скорее всего, такое различие в валовом составе ила связано с тем, что в ферраллитных почвах происхождение ила совершенно другое, чем в сиаллитных.

Валовой состав почв и биота

На валовый состав почв влияет биота, которая во-первых перераспределяет ряд элементов в профиле почв, во-вторых обогащает почву рядом элементов. Среди элементов, содержание которых в верхних слоях почвы возрастает, заметно преобладают углерод, азот, фосфор, сера (табл. 9.9).

Таблица 9.9. Содержание C, N, S P в горизонтах A1 разных почв, породах и растениях, % от сухой массы

Почвы и другие объекты	C	N	P_2O_5	S
тундровые	1,7	0,30	0,25	0,24
глеево- и болотно-подзолистые	1,9	0,25	0,08	0,95
подзолистые	0,4	0,05	0,20	0,01
дерново-подзолистые	1,7	0,20	0,20	0,03
серые лесные	3,1	0,30	0,20	0,04
черноземы выщелоченные	4,2	0,40	0,20	0,05
черноземы типичные	4,9	0,45	0,30	0,06
черноземы обыкновенные	4,2	0,35	0,25	–
черноземы южные	2,7	0,20	0,20	–
каштановые	1,5	0,20	0,15	–
бурые пустынные	0,7	0,17	0,14	–
сероземы	0,4	0,15	0,20	–
красноземы	2,1	0,25	1,47	0,05
породы осадочные	0,01–1,0	0,06	0,08	0,30
породы плотные	0,01	0,001	0,01	0,02
растения (в среднем)	42,1	4,3	1,30	0,30

Примечание. Прочерк – нет данных.

Обычно менее заметно, что почвы концентрируют под влиянием биоты (растений, микроорганизмов) также другие элементы, такие как бор, цинк, молибден, марганец и др. Они участвуют в так называемом биологическом круговороте веществ – в движении элементов по трофической цепи.

Очевидно, в биосфере можно выделить несколько ассоциаций элементов. Самая основная ассоциация образована исходными геологическими породами, характерна для этих пород. Вторую ассоциацию можно назвать биохимической:

она формируется биотой, определяется избирательным поглощением разных элементов из почвы и последующим возвратом их в почву с опадом.

Почвенная ассоциация представляет собой суммарный итог взаимодействия двух первых ассоциаций. В настоящее время следует выделить техногенную ассоциацию, связанную с загрязнением почвы в результате деятельности человека. Оценку ассоциаций можно проводить по степени корреляции между элементами. Этот метод можно применить при поиске погребенных почвенных горизонтов в древних породах, где органическое вещество давно разрушилось. Накопленные в результате почвообразования химические элементы могут маркировать бывшие гумусовые слои почв.

Литература

Бахнов В.К. Биогеохимические аспекты болотообразовательного процесса. Новосибирск: Наука, 1986.

Вернадский В.И. Очерки геохимии. М.: Наука, 1983.

Воробьева Л.А. Химический анализ почв. М.: Изд-во МГУ, 1998.

Градусов Б.П., Ахмедов Г.Х. Минералого-кристаллохимические разряды экосистем и принципы мониторинга и прогноза изменений ноосферы. В кн.: Минералы почв: генезис, география, значение в плодородии и экологии. М.: Наука, 1996. С. 5–19.

Добровольский В.В., Урушадзе Т.Ф. Почвы на красноцветных продуктах выветривания Грузии. Тбилиси: Мецниерба, 1990.

Зонн С.В. Буроземообразование, прсевдооподзоливание и подзолообразование // Почвоведение. 1966. № 7. С. 5–14.

Зонн С.В. Железо в почвах. М.: Наука, 1982.

Зубкова Т.А. О каталитических функциях глинистых минералов в почвах // Почвоведение. 1989. № 3. С. 21–31.

Карпачевский Л.О., Воронин А.Д., Дмитриев Е.А., Строганова М.Н., Шоба С.А. Почвенно-биогеоценотические исследования в лесных биогеоценозах. М.: Изд-во МГУ, 1980.

Мельникова М.К., Ковеня С.В. Влияние физико-химических свойств почвы на перемещение глинистых суспензий по профилю // Почвоведение. 1974. № 11. С. 45–50.

Орлов Д.С. Химия почв. М.: Изд-во МГУ, 1992

Радюкина Н.Л., Софьин А.В., Кудрявцева Н.Н., Карпачевский Л.О., Зубкова Т.А., Романов В.И. Современные представления о биохимических процессах в почве // Вестн. МГУ. Сер. почвоведение. 2001. № 2. С. 13–19.

Глава 10
Биологический круговорот или циклы элементов в биосфере

В природе, как отметил В.Р. Вильямс, наблюдаются два круговорота, две формы движения элементов: геологический и биологический. Массоперенос – один из основных процессов, происходящих в биосфере и педосфере. Часто массоперенос отдельных элементов называют их циклами (в атмосфере, гидросфере, педосфере, биосфере). Геологический и биологический круговороты различаются механизмами, продолжительностью циклов (сезоны и года в биологическом и тысячелетия–миллионы лет в геологическом круговороте). Но в такую единицу времени, как год, сезон интенсивность и емкость этих круговоротов могут оказаться близкими. (Под интенсивностью круговорота понимают массу переносимого вещества в единицу времени, под емкостью – общую массу вещества в течение одного цикла или определенного промежутка времени).

Геологический круговорот веществ

К геологическому круговороту относят передвижение, миграцию веществ в виде растворов, взвесей, газов в пределах атмосферы, литосферы и гидросферы. Для многих веществ геологический круговорот, геологический цикл, измеряется миллионами лет. Для современного наблюдателя современный геологический круговорот однонаправлен (с суши в океан). Поверхностные и грунтовые воды сносят в Мировой океан твердые и растворенные вещества, которые образуют в океане морские осадочные породы. При отступлении океана, горообразовании и других геологических процессах дно океана становится сушей, и осадочные породы вновь становятся корой выветривания и основой почвообразования. Существует и обратный поток вещества с океана на материк. В основном это относится к приносу солей с морской водой (теория импульвиризации). В.А. Казанцев считает, что засоление почв Западной Сибири связано именно с приносом солей ветрами. К геологическим процессам, составляющим геологический круговорот, следует отнести процесс эрозии, снос мелкозема, образовавшегося в результате выветривания плотных пород, с гор на равнины и в океан и перенос с равнин ветрами мелкозема в горы. Речной аллювий также в значительной степени – результат размыва горных пород и почв, следствие геологической эрозии, и его отложение в поймах возвращает субстрат в педосферу, вовлекая в новый цикл почвообразования.

Биологический круговорот веществ

На фоне геологического круговорота происходит биологический круговорот, движение элементов по трофическим цепям. Иногда биологический круговорот понимают шире: как движение веществ под воздействием организмов.

В этом случае биологический круговорот включает: 1) движение элементов по трофическим цепям (трофической сети), 2) движение веществ в результате механического воздействия животных на различные породы и почвы, 3) движение элементов в результате механического воздействия растений (вывалы), 4) движение веществ под влиянием продуктов жизнедеятельности организмов. Биологические циклы веществ можно разделить на отдельные потоки, что особенно широко используют при моделировании циклов (поток – часть пути вещества в пределах цикла). Циклы позволяют оценить важность любого химического элемента для жизни, судьбу его в биосфере, почве и литосфере, последствия загрязнения этим элементом биосферы. В живых организмах практически присутствуют все элементы таблицы Менделеева, хотя роль многих из них пока не установлена.

Трофические цепи

Среди живых организмов выделяют автотрофов и гетеротрофов. Автотрофы синтезируют органическое вещество из неорганического субстрата с помощью солнечной или химической энергии. Солнечную энергию используют растения, фотосинтезирующие организмы, которые с помощью хлорофилла синтезируют углеводы из воды и углекислого газа, содержащегося в атмосфере. Одновременно хлорофилловые организмы потребляют питательные элементы из окружающей среды (почвы, воды, атмосферы). Хемотрофы – микроорганизмы, синтезирующие органические вещества с помощью энергии, освобожденной в результате химических реакций. Производительность хемотрофов низкая, а сырье для их жизни (соединения сера, железа, марганца) встречаются локально. Поэтому основным источником органического вещества для всех остальных не хлорофилловых животных служат хлорофилловые автотрофы. В экологии выявлена закономерность, которая носит название трофической пирамиды. Наибольшая биомасса заключена в автотрофах, она уменьшается в гетеротрофах первого порядка (травоядных) и затем последовательно в хищниках первого порядка, второго и так далее (табл. 10.1). Следует отметить, что это положение относится лишь к живым организмам суши. В Мировом океане, по данным многочисленных исследователей, автотрофов меньше, чем гетеротрофов, т.е. принцип пирамиды там работает иначе, основанием пирамиды в океане служит зоопланктон. Очевидно, в океане развитие хлорофильных организмов затруднено, а часть трофической цепи морских организмов может возникать на суше. В то же время продуктивность океана (производство биомассы в год) достаточно высока и сравнима с продуктивностью суши.

Таблица 10.1. Биомасса организмов Земли, т·10^{12} и % (по данным Г.В. Войткевича)

Континенты			Океаны			Всего
Растения	Животные и микроорганизмы	Итого	Растения	Животные и микроорганизмы	Итого	
2,4 99,2	0,02 0,8	2,42 100	0,0002 6,3	0,003 93,7	0,0032 100	2,4232

Продуктивность биосферы

Биомасса живых организмов на Земле измеряется величиной 10^{12} т (см. табл. 10.1). Она не равномерно размещена в биосфере: ее больше в биогеосфере и меньше в биогидросфере. Еще больше на Земле остатков живых организмов и отходов их деятельности. Различается и химический состав организмов и литосферы, литосферы и биогидросферы. Химический состав суши, литосферы, почвы значительно более разнообразный и изменчивый, чем состав гидросферы. С этим разнообразием связано и биоразнообразие, которое на суше значительно выше, чем в океане. Наиболее заселена видами разных организмов – почва. Она, как сказал В.И. Вернадский, "сгущает" жизнь, становится пленкой сгущенной жизни, где обитают самые разные организмы (микроорганизмы, растения, грибы, педофауна, не считая животных, так или иначе связанных с почвой). По данным биологов, масса животных и микроорганизмов в почве превышает 10 т/га и значительно больше, чем масса этих организмов в остальной части растительных экосистем. Почва – убежище, источник воды и пищи для множества организмов, видовое разнообразие которых также перекрывает разнообразие наземных животных.

На суше масса автотрофов на два порядка выше, чем масса гетеротрофов. В океане – картина противоположная, там масса гетеротрофов на порядок больше, чем масса автотрофов. В зависимости от географической зоны (климатического пояса), типа местообитания продуктивность растительных сообществ существенно варьирует (табл. 10.2, рис. 10.1).

Таблица 10.2. Нетто-продуктивность растительного покрова Земли. Нетто-продуктивность растительного покрова Земли

Тип растительности (зона)	Площадь, $км^2 \cdot 10^6$	Первичная нетто-продукция			Листовой индекс поверхности		Хлорофилл, $г/м^2$
		1	2	3	4	5	
Суша	149	–	7,8	117,5	–	4,3	1,5
тропические леса	17	10–35	22	37,4	6–16	8	3
муссонные леса	7,5	10–25	16	12	–	5	2,5
летнезеленые леса	7	6–25	12	8,4	3–12	5	2,0
хвойные леса умеренной зоны	5	6–25	13	6,5	5–14	12	3,5
бореальные леса	12	4–20	8	9,6	7–15	12	3
саванны	15	2–20	9	13,5	1–5	4	1,6
луга и степи	9	2-15	6	5,4	–	3,6	1,3
тундры равнин и гор	8	0,1–4	1,4	1,1	0,5–2,5	2	0,5
кустарничковые пустыни	18	0–2,5	0,9	1,6	–	1	0,5
сухие пустыни, льды	24	0–0,1	0,03	0,07	–	0,05	0,02
поля и плантации	14	1–40	6,5	9,1	4–12	4	1,5
болота, марши	2	8–60	30	6	–	7	3
внутренние водоемы	2	1–15	4	0,8	–	–	0,2
океаны	361	–	15,5	55	–	–	0,05
коралловые рифы и зоны прилива	0,6	5–40	25	1,6	–	–	2
весь земной шар	510	–	3,36	172,5	–	–	0,48

Примечание. 1 – диапазон, т/год $км^2$; 2 – средняя продуктивность, т/ год $км^2$; 3 – общие запасы, млн т; 4 – диапазон величин, $м^2/м^2$; 5 – самое частое значение, $м^2/м^2$; прочерк – нет данных.

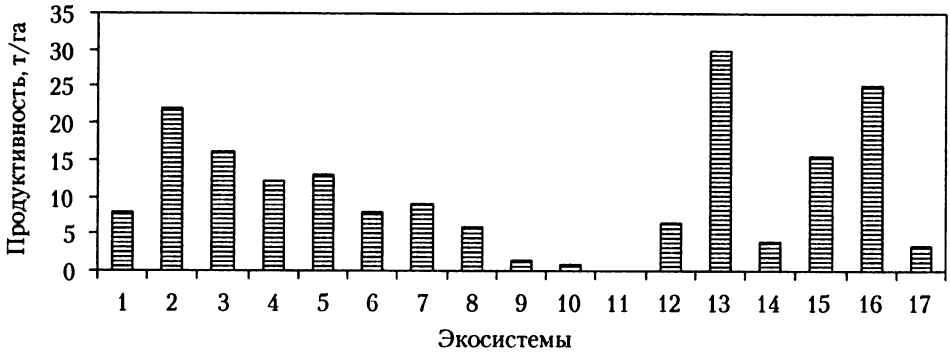

Рис. 10.1. Ежегодная продуктивность (т/га) экосистем: 1 – суша; 2 – тропические дождевые леса; 3 – муссонные леса; 4 – летнезеленые леса; 5 – хвойные леса; 6 – бореальные леса; 7 – саванны; 8 – луга и степи; 9 – тундры; 10 – кустарничковые пустыни; 11 – сухие пустыни, льды; 12 – поля и плантации; 13 – болота, марши; 14 – внутренние водоемы; 15 – океаны; 16 – коралловые рифы и зоны прилива; 17 – весь земной шар

Химический состав живых организмов

Средний состав живого вещества заметно отличается от состава земной коры (табл. 10.3 и 10.4). В земной коре преобладают кислород, кремний, алюминий, железо. В живых организмах главные строительные элементы – углерод, водород, кислород, азот, кальций, фосфор. Локальное содержание элементов в земной коре определяется ее строением, вулканической деятельностью, типом пород, характером их выветривания.

Таблица 10.3. Содержание главных элементов в земной коре (по В. Гольдшмидту)

Элемент	Содержание, %		
	по массе	по объему	атомное
O	46,60	9,197	62,55
Si	27,72	0,80	21,22
Al	8,13	0,77	6,47
Fe	5,00	0,68	1,97
Mg	2,09	0,56	1,84
Ca	3,63	1,48	1,94
Na	2,83	1,60	2,62
K	2,59	2,14	1,42

Относительное содержание в живом веществе (% от его массы) кислорода, углерода, водорода, кальция, азота превышает их процентное содержание в земной коре. Эти же элементы содержатся в значительно большем количестве в организмах, чем другие элементы (см. табл. 10.4). Их обычно называют макроэлементами, а те, которые содержатся в небольших количествах (доли процента) микроэлементами.

Но, очевидно, что абсолютное содержание не отражает биогеохимической роли растений в судьбе элементов. Важно знать, насколько потребление элементов рас-

Таблица 10.4. Средний состав живого вещества Земли (по А.П. Виноградову)

Элемент	Масса, %	Элемент	Масса, %	Элемент	Масса, %	Элемент	Масса, %
O	70,0	Na	$2\cdot10^{-2}$	Zn	$5\cdot10^{-4}$	As	$3\cdot10^{-5}$
C	18,0	Cl	$2\cdot10^{-2}$	Rb	$5\cdot10^{-4}$	Co	$2\cdot10^{-5}$
H	10,5	Fe	$1\cdot10^{-3}$	Cu	$2\cdot10^{-4}$	Li	$1\cdot10^{-5}$
Ca	$5\cdot10^{-1}$	Al	$5\cdot10^{-3}$	V	$n\cdot10^{-4}$	Mo	$1\cdot10^{-5}$
K	$3\cdot10^{-1}$	Ba	$3\cdot10^{-3}$	Cr	$n\cdot10^{-4}$	Y	$1\cdot10^{-5}$
N	$3\cdot10^{-1}$	Sr	$2\cdot10^{-3}$	Br	$1{,}5\cdot10^{-4}$	Cs	$1\cdot10^{-5}$
Si	$2\cdot10^{-1}$	Mn	$1\cdot10^{-3}$	Ge	$1\cdot10^{-4}$	Se	$<\cdot10^{-6}$
Mg	$4\cdot10^{-2}$	B	$1\cdot10^{-3}$	Ni	$5\cdot10^{-5}$	U	$<\cdot10^{-6}$
P	$7\cdot10^{-2}$	Ti	$8\cdot10^{-4}$	Pb	$5\cdot10^{-5}$	Hg	$n\cdot10^{-7}$
S	$5\cdot10^{-2}$	F	$5\cdot10^{-4}$	Sn	$5\cdot10^{-5}$	Ra	$n\cdot10^{-12}$

тениями и микроорганизмами (а это основные преобразователи минеральных соединений в органические) изменяет концентрацию элемента в живом веществе по сравнению с его концентрацией в земной коре (породах).

Растительные и животные остатки, обладающие другими соотношениями элементов, чем горные породы, априори изменят химический состав верхней части породы: коры выветривания и почвы. По соотношению элементов в породе, почве, растениях можно судить о степени их"биофильности", об особенностях потребления элементов растениями (табл. 10.5).

По отношению элементов в разных системах можно оценить особенности изменения их концентрации при поступлении из одной системы в другую. В геохимии это отношение называют коэффициентом обогащения, в биологии – коэффициентом биологического потребления.

С учетом варьирования в содержании элементов для разных компонентов принято, что отношение 0,7–1,3 характеризует индифферентность компонента к этому элементу по сравнению со сравниваемым. Отношение <0,7 показывает, что данный элемент в меньшей степени используется данным компонентом. Отношение больше 1,3 показывает, что данный элемент избирательно поглощается (накапливается) данным компонентом.

Так, в почвах на карбонатных породах содержится значительно меньше Ca, Ba . В растениях по сравнению с почвами заметно ниже концентрация F, As, Cd. В то же время в почвах по сравнению с литосферой и осадочными породами концентрируются Be, S, Cr, Zn, As, Mo, Ag, Sb, Sn, I, Cs, Au, Br. В растениях по сравнению с почвами накапливаются Na, Mg, K, Ca, Mn, Co, Cu, Zn, Rb, Mo, Ag, I, в еще большей степени B, P, S, Br, Cs и особенно концентрируется Au. Таким образом, биогеохимическая работа растений четко проявляется в накоплении определений ассоциации элементов. Поэтому обогащение прослойки породы этими элементами и обеднение F, Na, Mg, Cl, K, Ca, Cu, Rd, Hg, Pb, U свидетельствует о том, что данная порода прошла фазу почвообразования. Сравнение коэффициентов обогащения (биологического поглощения) растений по отношению к литосфере и почве показывает, что растение "запускает" в трофическую сеть повышенные концентрации таких элементов, как Na, Mg, K, Ca, Cu, B, P, S, Br, Cs, Au. Сравнимо с литосферным кларком поступление в растения Na, K, Ca, Sr, Ba (табл. 10.6, 10.7). Итак, в растения поступают все элементы, существующие в природе, но часть их концентрируется в растениях больше, чем в литосфере, часть сохраняет свой кларк, а у части концентрация меньше.

Таблица 10.5. Средние содержания (кларк, % от массы) элементов в литосфере, осадочных породах, почве и золе растений

Элемент	Сл	Сг	Спс	Ск	Сп	Ср
Li	$3{,}2\cdot10^{-3}$	$6{,}6\cdot10^{-3}$	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$1{,}1\cdot10^{-3}$
Be	$3{,}8\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$n\cdot10^{-5}$	$n\cdot10^{-5}$	$n\cdot10^{-4}$	$n\cdot10^{-4}$
B	$n\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$3{,}5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-2}$
F	$6{,}6\cdot10^{-2}$	7,4·10-	$2{,}7\cdot10^{-2}$	$3{,}3\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$
Na	2,50	$9{,}6\cdot10^{-1}$	$3{,}3\cdot10^{-1}$	$4\cdot10^{-3}$	0,63	2,0
Mg	1,87	1,5	7×10^{-1}	4,7	0,63	7,0
Al	8,05	8,0	2,5	4,2	7,13	1,4
Si	29,5	27,3	36,8	2,4	33,0	15,0
P	$9{,}3\cdot10^{-2}$	$7\cdot10^{-2}$	$1{,}7\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$	7,0
S	$4{,}7\cdot10^{-2}$	$2{,}4\cdot10^{-2}$	$2{,}4\cdot10^{-2}$	$1{,}2\cdot10^{-1}$	$8{,}5\cdot10^{-2}$	5,0
Cl	$1{,}7\cdot10^{-2}$	$1{,}8\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-3}$	$1{,}5\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$
K	2,50	2,6	1,07	$2{,}7\cdot10^{-1}$	1,36	3,0
Ca	2,96	2,21	3,91	30,23	1,37	3,0
Ti	0,45	0,46	0,15	0,04	0,46	0,1
V	$9\cdot10^{-3}$	$1{,}3\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$6{,}1\cdot10^{-3}$
Cr	$8{,}3\cdot10^{-3}$	$9\cdot10^{-3}$	$3{,}5\cdot10^{-3}$	$1{,}1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$2{,}5\cdot10^{-2}$
Mn	$1\cdot10^{-1}$	$8{,}5\cdot10^{-2}$	$n\cdot10^{-4}$	$1{,}1\cdot10^{-1}$	$n\cdot10^{-2}$	$7{,}5\cdot10^{-1}$
Fe	4,65	4,72	$9{,}8\times10^{-1}$	$3{,}8\times10^{-1}$	3,8	1,0
Co	$1{,}8\cdot10^{-3}$	$6{,}8\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$
Ni	$4{,}7\cdot10^{-3}$	$4{,}5\cdot10^{-3}$	$n\cdot10^{-4}$	$4\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$
Cu	$8{,}5\cdot10^{-3}$	$9{,}5\cdot10^{-}$	$1{,}6\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$9\cdot10^{-2}$
As	$1{,}7\cdot10^{-4}$	$1{,}3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-5}$
Br	$2{,}1\cdot10^{-4}$	$4\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$6{,}2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-2}$
Rb	$1{,}5\cdot10^{-2}$	$1{,}4\cdot10^{-2}$	$6\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$
Sr	$3{,}4\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-3}$	$6{,}1\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$
Mo	$1{,}1\cdot10^{-4}$	$2{,}6\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-5}$	$4\cdot10^{-6}$	$2\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$
Ag	$7\cdot10^{-6}$	$3\cdot10^{-6}$	$n\cdot10^{-6}$	$n\cdot10^{-6}$	$1\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$
Cd	$1{,}3\cdot10^{-5}$	$3\cdot10^{-6}$	$n\cdot10^{-6}$	$3{,}5\cdot10^{-6}$	$5\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-6}$
Sn	$2{,}5\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-4}$	$n\cdot10^{-6}$	$2\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$
I	$4\cdot10^{-5}$	$2{,}2\cdot10^{-4}$	$1{,}7\cdot10^{-4}$	$1{,}2\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-3}$
Cs	$3{,}7\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$n\cdot10^{-4}$	$n\cdot10^{-5}$	$n\cdot10^{-5}$	$n\cdot10^{-2}$
Ba	$6{,}5\cdot10^{-2}$	$5{,}8\cdot10^{-2}$	$n\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-2}$	$n\cdot10^{-2}$
Au	$4{,}3\cdot10^{-7}$	$n\cdot10^{-7}$	$n\cdot10^{-7}$	$n\cdot10^{-7}$	$n\cdot10^{-7}$	$1\cdot10^{-4}$
Hg	$8{,}3\cdot10^{-6}$	$4\cdot10^{-5}$	$3\cdot10^{-6}$	$4\cdot10^{-6}$	$1\cdot10^{-6}$	$1\cdot10^{-7}$
Pb	$1{,}6\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$7\cdot10^{-4}$	$9\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$
U	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$3{,}7\cdot10^{-4}$	$4{,}5\cdot10^{-5}$	$n\cdot2{,}210^{-4}$	$n\cdot110^{-4}$	$5\cdot10^{-5}$

Примечание. Сл – литосфера; Сг –глины; Спс –песчаники; Ск –карбонатные породы; Сп – почва; Ср – зола растений.

Состав животных заметно отличается от состава растений. Однако, как видно из таблицы 10.1, масса животных на два порядка меньше массы растений, т.е. составляет проценты от общей массы. Поэтому практически биологические циклы определяют в основном растения. Для примера можно привести массу разных организмов в реальных экосистемах (табл. 10.8). Но различаются не только массы животных и растений, различается их элементный состав, хотя биохимическое сходство между этими группами организмов велико.

Таблица 10.6. Соотношение кларков элементов в разных компонентах биосферы и литосферы

Компоненты	Значения коэффициентов накопления (обогащения)					
	<0,09	0,09–0,6	0,7–1,3	1,4–15	16–100	>100
растения (литосфера Ср/Сл)	F, Hg, Cd,	Li, Be, Al, Si, Cl, Ni, Fe, Co, Ni, As, Rb, Pb, U	Na, K, Ca, Sr, Ba	Mg, Cr, Mn, Cu, Zn, Ag, Sn	B, P ,S, Br, Mo, Cs	I, Au
почва (литосфера, Сп/Сл)		F, Na, Mg, Cl, K, Ca, Cu, Rd, Hg, Pb, U	Li, B, Al, Si, P, Ti, V, Mn, Fe, Ni, Sr, Ba	Be, S, Cr, Zn, As, Mo, Ag, Sb, Sn, I, Cs, Au, Br		
почва (песчаник, Сп/Спс)		B,Ca, Hg	F, Mg, Si, K, Rb, Au	Li, Be, Na, Al, P, S, Cl, Ti, V, Cr, Fe, Zn, As, Br, Sr, Mo, Ag, Cd, I, Sb,Pb		
почва (глина, Сп/Сг)		Li, F, Na, Mg, S, Cl, K, Ca, Co, Ni, Cu, Zn, Hg, Pb, U	B, Al, Si, Ti, V, Mn, Fe, Br, Rb, Sr, Mo, Cs, Ba, Au	Be, Cr, As, Ag, Cd, Sn, I		
почва (карбонатные породы, Сп/Ск)	Ca, Ba	B, F, Cl, Sr, Hg, U	S, Mn, Au, Pb	Li, Be, Mg, Al, P, K, V, Fe, Ni, Cu, Zn, As, Ag, Cd, I, Ca	Na, Si, Cr, Co, Rb, Mo, Sn, Ba	Ti
растения (почва, Ср/Сп)	F, As, Cd	Li, Be, Al, Si, Ti, V, Fe, Sn, Hg, U	Cl, Cr, Ni, Sr, Ba, Pb	Na, Mg, K, Ca, Mn, Co, Cu, Zn, Rb, Mo, Ag, I	B, P, S, Br, Cs	Au

Примечание. См. примечаие к табл. 10.5.

Таблица 10.7. Элементный состав растений и человека, % от массы

Элемент	Среднее содержание в молодых растениях	Среднее содержание в массе человека
O	37,9	62,81
H	5,5	9,31
C	42,1	19,37
N	4,3	5,14
P	0,5	0,03
Ca	0,60	0,07
K	5,5	0,01
S	0,3	0,03
Mg	0,3	0,04
Cl	–	0,9
Si	0,009	0,2
Fe	0,03	0,005
B	0,001	–
Rb	–	0,001
Mn	0,01	–
Zn	0,002	–

Примечание. Прочерк – нет данных.

Таблица 10.8. Биомасса разных живых компонентов дубово-букового 120-летнего леса (по данным П. Дювиньо и М. Танга)

Компонент	Биомасса, т/га
древесные растения, листья	4
то же, ветви	30
то же, стволы	240
травянистые растения	1
крупные млекопитающие (кабан, косуля, олень)	0,002
мелкие млекопотиющие (грызуны, хищники, насекомоядные)	0,005
птицы	0,0013
почвенная фауна (черви)	0,6

Животные содержат заметно меньше разных элементов в своих телах, и суммарно это количество намного ниже запаса элементов в растениях, но есть одна сторона деятельности животных, которая по масштабу сравнима и даже превышает биогеохимическую деятельность растений: это перемещение почвы, педотурбации и разложение органического вещества.

Разложение растительного материала

Среди гетеротрофов можно выделить фитофагов и сапрофагов. Первые питаются живыми растениями, вторые – растительными остатками (опадом, отмершей древесиной, подстилкой).

Основные разрушители отмершего растительного материала – беспозвоночные животные и грибы. Грибы разрушают древесину, опад, превращая их в труху. Наблюдения показывают, что стволы бука, дуба, ели, диаметром на высоте груди 30–40 см, полностью разлагаются на поверхности почвы за 80–100 лет. При этом на разлагающихся стволах кроме грибов и водорослей поселяются мхи, высшие растения, в том числе древесные. На севере на полуразложившихся колодах-стволах поселяется подрост ели, на Камчатке – подрост лиственницы. Стволы перегнивающих деревьев обладают постоянной высокой влажностью, запасом питательных веществ, что позволяет подросту произрастать на этих субстратах. Разлагающиеся стволы часто становятся местами обитания муравьев. Сапрофагов можно разделить на тех, которые питаются только органическим субстратом, и выделения (экскременты) которых состоят на 80–90% из органического вещества, и организмы, вместе с органическим веществом опада заглатывающих минеральный субстрат (многие виды дождевых червей).

Сапрофаги, поедающие опад, хотя и увеличивают его зольность до 7–15 %, но фактически не образуют почвенного гумуса (табл. 10.9). В образовании матричного почвенного гумуса, закрепленного на поверхности почвенных минеральных частиц, в первую очередь участвуют дождевые черви и другие животные, перемешивающие органический опад с минеральной почвенной массой (табл. 10.10, 10.11).

Дождевые черви в три раза ускоряют разложение опада разных древесных пород. Собственно почвенные черви перемешивают органическое вещество с почвой, способствуя образованию матричного гумуса (гумуса, закрепленного на поверхности почвенных частиц). Другие животные и подстилочные черви формируют перегной – размельченное органическое вещество с более высокой зольностью, чем исходный опад (рис. 10.2).

Таблица 10.9. Зольность и содержание азота (в % от массы) в экскрементах некоторых представителей почвенной фауны (по данным Т.С. Всеволодовой-Перель)

Вид	Зольность		Общий азот	
	Исходный опад	Экскремент	Исходный опад	Экскремент
Leptojulus trilobatus	2,52	7,45	1,21	1,39
Megaphyllium projectus	4,50	9,60	1,23	1,43
Tipula pellostigma (личинки)	8,80	15,60	4,10	6,60

Таблица 10.10. Воздействие дождевых червей на скорость разложения опада с октября по июль (по данным Т.С. Перель)

Опад	Сохранившийся опад, % от исходной массы									
	опад березы			опад липы		опад дуба				
	I	II	III	II	III	II				IV
неизолированный	28	33	28	23	37	25	4	6	21	28
изолированный	99	92	90	74	78	51	10	21	59	43

Примечание. I – березняк волосистоосоковый; II – дубо-ельник волосистоосоковый (Подмосковье, Малинки); III – липняк зеленчуково-папоротнитковый, IV – ясене-липняк черемшовый (Тульские засеки).

Таблица 10.11. Воздействие дождевых червей на скорость разложения опада с октября по июль в лесах с низкой численностью дождевых червей (по данным Т.С. Перель)

Опад	Потеря веса, % от массы исходного опада							
	опад березы					опад дуба		
	I	II	III	IV	V	IV	V	V
изолированный	23	26	35	27	54	11	33	31
неизолированный	18	22	44	38	51	9	34	29

Примечание. I – ельник кислично-папоротниковый; II – березняк снытево-разнотравный; III – березняк кислично-черничный (Ярославская обл.); IV – липо-ельник волосистоосоково-зеленомошный (Подмосковье, Малинки); V – букняк мертвопокровный (Закарпатье).

Рис. 10.2. Количество неразложившегося опада хвои и листьев разных древесных пород в неизолированных (1) и изолированных (2) от дождевых червей условиях

Роющая деятельность позвоночных животных и ее роль в циклах веществ

Заметную роль в жизни почвы играют землерои: кроты, суслики, сурки. По данным Б.Д. Абатурова, выбросы крота могут занимать до 50% площади участка и составлять до 50 т/га. Обычно на поверхность почвы животные выбрасывают более глубокие горизонты: в лесной зоне материал горизонтов А2 (Е), А2В (ЕВ), В, в степных и лесостепных – АВ, В и ВС. В таежных почвах выброшенный материал более богат Са, илом, в степных – карбонатами Са, солями, в том числе гипсом. Внесение веществ животными в верхний горизонт элювиальных почв часто превышает поступление аналогичных элементов с остатками растений (с опадом). В перемещении почвенных масс могут принимать активное участие такие животные, как кабаны. В местах их массового обитания порои кабанов могут достигать 5–10 % площади участков. При этом, по данным А.В. Быкова, А.Б. Лысикова и Т.Н. Меланхолина (табл. 10.12), отмечается перемешивание верхних и нижних слоев (до глубины 20 см).

Таблица 10.12. Роль пороев кабанов в перераспределении радиоактивных веществ (мР/час) в лесной подстилке в окрестностях Чернобыльской АЭС

БГЦ, возраст древостоя	Sп % от S БГЦ в год	Контроль, без пороев				Порои кабанов			
		1987	1988	1989	1990	1987	1988	1989	1990
культуры сосны, 35л	14	43	41	30	25	18	22	16	21
то же, 40 л	11	41	9	6	5	21	4	3	4
то же 50–100 л	5	–	17	12	7	–	3	2	6
сосняк с дубом	2	15	6	4	–	3	3	2	–

Примечание. Sп – площадь пороев, S – площадь типа леса.

Как видно из таблицы, кабаны существенно уменьшают радиоактивность верхнего слоя: в 1,5–2 раза, "припахав" к верхнему слою незагрязненный нижний слой почвы.

Таким образом, круговорот веществ складывается из движения элементов по трофической цепи (трофическим сетям), миграции в результате геологических и почвенных процессов (иллювиирование, эрозия, сток, дефляция, принос материалов с водой и ветром) и педотурбационной деятельности животных и растений (норы, порои, ходы в почвах, вывалы и пр.). Главное следствие круговорота веществ – перераспределение их в педосфере, в почве, увеличение концентрации ряда элементов в верхнем горизонт почв. Особенно это относится к таким необходимым растениям элементам, как C, N, P, S.

Итак, биологический круговорот включает движение элементов по трофическим цепям и сетям и в результате роющей деятельности животных, при этом последняя охватывает значительные площади естественных и искусственных экосистем.

Почва как экологическая система – основной источник минеральных питательных веществ для живых организмов, в том числе и в Мировом океане. Именно почвенный материал, обогащенный питательными веществами, в первую очередь сносится в моря и океаны и там перехватывается живыми организмами. Биологический круговорот приводит к тому, что часть элементов накапливается

в верхних почвенных горизонтах, и эти положительные аномалии в содержании ряда элементов могут служить при отсутствии гумуса свидетелями того, что данный слой был когда-то почвой.

Геологический круговорот создает в первую очередь осадочные породы, а биологический круговорот формирует на осадочных породах почвы. Таким образом, эти два процесса определяют экологические условия для жизни самых разных видов организмов, их эволюции, географического распространения.

Следует обратить внимание, что содержание в атмосфере углекислого газа и углерода в горных породах послужило основой для эволюции жизни на Земле. Доступность углерода – основное условие существования живых организмов, определившее всю биохимию жизни.

Литература

Базилевич Н.И., Гребенщиков О.С., Тишков А.А. Географические закономерности структуры и функционирования экосистем. М.: Наука, 1986.

Быков А.В., Лысиков А.Б., Меланхолин П.Н. Влияние роющей деятельности кабана на перераспределение радионуклидов в районе Чернобольской АЭС // Почвоведение. 1991. № 11.

Быков А.В., Сапанов М.К. Значение роющей деятельности мелких млекопитающих в процессах накопления воды в лесных насаждениях глинистой полупустыни // Экология. 1989. № 1.

Ведрова Э.Ф. Влияние сосновых насаждений на свойства почв. Новосибирск: Наука, 1980.

Вернадский В.И. Биосфера. Избранные сочинения в. 5 томах.

Вильямс В.Р. Почвоведение. М.: Сельхозгиз, 1949.

Всеволодова-Перель. Т.С., Карпачевский Л.О., Надточий С.Э. Структура и функционирование почвенного населения дубрав Среднерусской лесостепи. М.: Наука, 1995

Всеволодова-Перель Т.С., Карпачевский Л.О., Надточий С.Э. Участие сапрофагов в разложении листового опада // Почвоведение. 1991. № 2. С. 57–65.

Второва В.Н. Круговорот веществ некоторых типов северотаежных лесов // Почвоведение. 1986. № 4 . С. 90–101.

Высоцкий Г.Н. Влияние животных землероев на структуру почвы и грунта Велико-Анадольского участка. Избранные сочинения. Т. 1. М.: Наука, 1972.

Динамика продукции, биомасса растений и гумуса почвы. М: Наука, 1992.

Дювиньо П., Танг М. Биосфера и место в ней человека. М.: Прогресс, 1968.

Прокопович Е.В. Экологические условия формирования почв и биологический круговорот веществ в еловых лесах Среднего Урала. Екатеринбург: Наука, 1995.

Ремезов Н.П. Химия и генезис почв М.: Наука, 1989.

Роде А.А. Подзолообразовательный процесс. Изд-во АН СССР, 1937.

Стрелкова А.А. Химический состав природных вод и миграция веществ в сосновых БГЦ. В кн.: Почвы сосновых лесов Карелии. Петрозаводск, 1978.

Стриганова Б.Р., Чернов Ю.И. Структурно-функциональная организация биогеоценозов. М.: Наука, 1980.

Сукачев В.Н., Дылис Н.В. Основы лесной биогеоценологии. М.: Наука, 1964.

Титлянова А.А. Биологический круговорот азота и зольных элементов в травянистых биогеоценозах. Новосибирск: Наука, 1979.

Таргульян В.О. Специфика почвы как поверхностно-планетарной оболочки биосферной планеты. Экология и почвы. Труды VIII–IX Всероссийских школ. М.: ПОЛТЕКС, 1999.

Таргульян В.О., Соколов И.А.. Взаимодействие почвы и среды: почва-память и почва-момент. В кн.:Изучение и освоение природной среды. М. 1976.

Травлеев А.П. Взаимодействие растительности с почвами в лесных биогеоценозах настоящих степей Украины и Молдавии. Автореф. дисс. ... доктора биол. наук. Днепропетровск, 1972.

Фокин А.Д. Включение органических веществ и продуктов их разложения в гумусовые вещества почвы // Известия Тимирязевской сель.-хоз. академии. 1974. В. 6.

Фокин А.Д., Князев Д.А., Кузяков Я.В. Включение ^{14}C и ^{15}N аминокислот и нуклеиновых оснований в гумусовые вещества и скорость обновления их атомно-молекулярного состава // Почвоведение. 1993. № 2.

Глава 11
Циклы основных элементов в биосфере

К основным элементам, активно участвующим в построении и функционировании живых организмов относят углерод, азот, фосфор, калий, кальций, серу. Их распределение в почвах и организмах рассмотрено в главе 10. В данной главе обсуждаются вопросы круговорота, циклов этих элементов в биосфере. В общем виде циклы характеризуются потреблением элементов растениями из окружающей среды, движением этих элементов по трофической цепи, освобождением элементов из органических соединений. Поэтому выделяют продуценты, создающие органическое вещество, органическую массу и редуценты, разлагающие эту массу до воды и углекислого газа. Но при этом разложении образуются промежуточные продукты, типа гумуса, торфа, отложений угля и пр. Углерод – главный по массе (и по значению для жизни живых организмов) элемент. Его содержание в земной коре составляет 0,02%. В изверженных породах и метеоритах оно также порядка $n \cdot 10^{-2}$%. В осадочных породах (глины и сланцы) содержание С возрастает до 1%. В углистых хондритах содержится 3,4% С, в лунных грунтах 64–700 г/тонну, или 0,006–0,07%. В трофическую цепь С поступает с помощью продуцентов. Продуценты – это автотрофы: растения, цианобактерии и хемобактерии. Редуценты – другие микроорганизмы, животные, грибы, все те организмы, которые относят к гетеротрофам.

Поскольку любой процесс характеризуется коэффициентом полезного действия, то и функционирование трофической цепи идет с большими энергетическими потерями. Так, растения усваивают лишь 3–7% солнечной энергии. Для существования травоядных животных нужна масса растений, в несколько раз превосходящая массу самих животных. Аналогичное соотношение наблюдается между массой травоядных животных и хищников. Масса последних в несколько раз меньше массы травоядных животных. Это соотношение получило название экологической, или трофической пирамиды и широко обсуждается во всех учебниках по экологии. По трофической цепи (трофическим сетям) осуществляется цикл углерода. Его содержание в атмосфере измеряется 0,03% от объема атмосферы или $0{,}0233 \cdot 10^{20}$ г. Запас его почти равен массе С живых существ ($0{,}024232 \cdot 10^{20}$ г). Как видно, запасы углерода в атмосфере и в живых организмах близки. В почвах запасы углерода также достигают значительной величины. По разным оценкам, эти запасы достигают $2 \cdot 10^{20}$ г, т.е. на два порядка больше, чем в атмосфере и в живых организмах. Значительные запасы углерода исключены из круговорота в геологических породах, как это было показано в предыдущих главах. Закрепление углерода в углях, горючих сланцах, нефти и газах, доломитах и известняках – геологический процесс, идущий под влиянием живых организмов и приводящий к исключению углерода из биосферных циклов. Можно согласиться с Е.А. Дмитриевым, что исключение углерода из ежегодного цикла в наземных отложениях – геологический процесс. В то же время цикл углерода, связанный с фотосинтезом, ростом растений, питанием животных, поступлением углерода с опадом в почву, закреплением его в почве при постоянном обновле-

нии – биосферный процесс, или, как называл его В.Р. Вильямс, малый, биологический круговорот (в отличие от большого, геологического).

Распределение органического вещества и биоты в экосистемах

Для решения этой проблемы следует проанализировать закономерности формирования горизонтов А1 и подстилки (О1–3) в современных почвах. От тундры к степям и пустыням происходит закономерная смена количества и соотношения фитомассы, мортмассы (мертвое органическое вещество – подстилка, гумус), массы микробов и беспозвоночных животных (табл. 11.1). Для лучшей оценки этих изменений А.И. Морозов с коллегами выделили три группы биогеоценотических горизонтов в экосистемах. Верхний слой – фитострата, или совокупность живых растений, включая стволы деревьев, их кроны, корни, напочвенный травяной, моховой, лишайниковый покровы. Средний горизонт , или мезострата – совокупность органогенных горизонтов: подстилка, дерновый и кустарничково-корневой, торфяной, АО горизонты, состоящие из органического и минерального субстрата, при этом содержание минерального субстрата меняется в значительных пределах, но остается меньше 80%. Третий слой – почвенный, солум, или педострата – толща почвы от органогенного горизонта до горизонта С. Границы между слоями – фрактальные (извилистые), но для упрощения их можно представить ровными, что существенно не повлияет на оценку биомассы и мортмассы в этих слоях (табл. 11.2, см. табл. 11.1).

Таблица 11.1. Запасы компонентов в фито-(1), мезо-(2) и педострате (3)

Зона	Фитомасса, т/га			Прирост, т/га	Мортмасса,т/га			Микробная масса клеток, $n \cdot 10^9$/га		
	1	2	3	1	1	2	3	1	2	3
тундра	17	10	4	1,6	25	80	30	3	40	170
северная тайга	189	20	5	6,6	10	80	75	90	4	750
южная тайга	342	17	8	12,6	12	22	100	250	2600	450
широколиственный лес	250	12	12	12,6	3	3	175	378	600	3000
степь	10	8	10	8,2	2	3	200	31	1175	1800
сухая степь	5	2	10	2,8	0,2	0,2	33	17	0,4	1300
пустыня	1	0	6	3,0	0,1	0,1	25	2	0	375
субтропический лес	400	0	15	25,5	30	2,5	500	720	4	1500
тропический дождевой лес	470	0	20	29,2	30	2,5	400	840	4	1500

Прослеживается несколько четких закономерностей. Фитомасса (и ежегодный прирост ее) нарастает от тундры к широколиственным лесам и снова снижается к степям и пустыням. В субтропическом и тропическом лесах фитомасса максимальна (рис. 11.1). Наибольшая часть микроорганизмов и беспозвоночных животных в тундре и тайге обитают в подстилке, в более южных экосистемах – в почве (табл. 11.3, см. табл. 11.2). В широколиственных лесах масса беспозвоночных животных распределяется поровну между подстилкой и почвой. Отмечается прямая корреляция между содержанием мортмассы и зоомассы, что выражается в определенном параллелизме изменения этих показателей по зонам. Известно, что педофауну разделяют на подстилочные и чисто почвенные формы. По потреб-

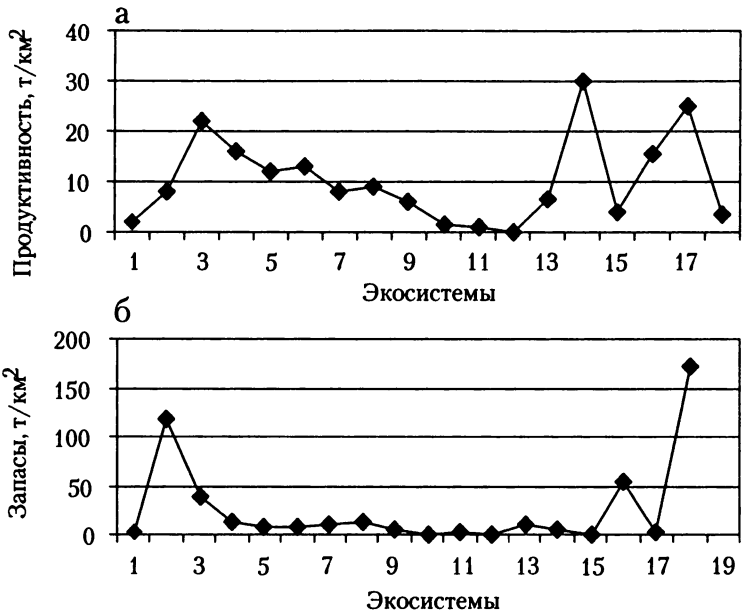

Рис. 11.1. Средняя продуктивность (а) и запасы биомассы (б), в экосистемах: 1 – суша; 2 – тропические дождевые леса; 3 – муссонные леса; 4 – летнезеленые леса; 5 – хвойные леса; 6 – бореальные леса; 7 – саванны; 8 – луга и степи; 9 – тундры; 10 – кустарничковые пустыни; 11 – сухие пустыни льды; 12 – поля и плантации; 13 – болота, марши; 14 – внутренние водоемы; 15 – океаны; 16 – коралловые рифы и зоны прилива; 17 – весь земной шар

Таблица 11.2. Распределение фито-, морт- и микробной массы по стратам (в % от запаса этих компонентов в экосистеме в целом)

Зона	Фитомасса			Мортмасса			Зоомасса			Микробная масса		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
тундра	50	30	20	15	60	25	0	90	10	20	2	78
северная тайга	80	15	5	5	50	45	0	90	10	10	2	88
южная тайга	93	5	2	10	20	70	0	50	50	8	78	14
широколиственный лес	94	5	1	3	2	95	0	10	90	10	15	75
ковыльная степь	50	20	30	2	4	94	0	5	95	6	50	44
сухая степь	20	10	70	1	2	97	0	2	98	2	0	98
пустыня	15	5	80	2	2	96	0	5	95	2	0	98
субтропический лес	95	0	5	6	2	92	0	5	95	30	2	68
тропический дождевой лес	95	0	5	10	2	88	0	5	95	3	2	65

Примечание. 1, 2 ,3 – соответственно фито-, мезо-, педострата. Нуль в таблице означает величину меньше 0,5%.

Таблица 11.3. Запасы подстилки, гумуса и зоомассы, г/м^2 в разных зональных экосистемах

Зона	О1–О3 подстилка	Гумус в слое 0–20 см	Зоомасса в О1–О3	Зоомасса в почве
тундра	8000	6000	10	<10
средняя тайга	5100	2500	20	10
широколиственные леса	3000	10000	60	40
степи	2200	17000	35	200
сухие степи	100	9000	20	20

лению органического вещества, по участию в трофической цепи можно выделить первичных разрушителей органического материала, детритофагов и собственно гумусообразователей (Б.Р. Стриганова, Ю.И. Чернов).

К последним следует относить животных, перемешивающих органическое вещество с минеральным и способствующим формированию почвенного матричного гумуса – гумуса, закрепленного на поверхности почвенных частиц. Животные, обитающие в подстилке – в основном деструкторы, разрушающие органическое вещество. Животные, обитающие в почве, переводят органическое вещество детрита и перегноя в почвенный гумус. (Под перегноем понимается органическое вещество, абсолютно потерявшее исходную форму, состоящее из органических коллоидов с небольшой примесью, до 20–30%, минеральных частиц). Существует третья, не менее важная группа животных, перемешивающих почву, затаскивающих в почву детрит. Общую схему превращения органического вещества в гумус можно представить следующим образом: разрушители растительных остатков превращают их в детрит и перегной. Часть этого материала другие животные перемешивают с почвой, образуя смесь детрита и перегноя с минеральными частицами (табл. 11.4).

Таблица 11.4. Зольность и содержание азота в % от массы экскрементов некоторых представителей почвенной фауны (по данным Т.С. Всеволодовой-Перель)

Вид	Зольность		Общий азот	
	Исходный опад	Экскремент	Исходный опад	Экскремент
Leptojulus trilobatus	2,52	7,45	1,21	1,39
Megaphyllium projectus	4,50	9,60	1,23	1,43
Tipula pellostigma*	8,80	15,60	4,10	6,60
Dendrobena octaedra	12,6	27,4	1,88	1,82
Bibio sp*	7,2	17,3	1,92	1,80
Rossiulus kessleri	7,2	13,3	1,59	1,62
Cylisticus albomaculatus	7,2	16,4	1,84	1,90

Примечание. *– личинки.

Третья группа животных и микроорганизмы формируют почвенную органоминеральную матрицу, где органическая часть матрицы представляет собой собственно почвенный гумус, сорбированный на минеральной матрице, на поверхности почвенных частиц.

Сапрофаги, поедающие опад, хотя и увеличивают его зольность до 7–15 %, но фактически не образуют почвенного гумуса. Они образуют скопления перегноя в почвенных порах.

В образовании матричного почвенного гумуса, закрепленного на поверхности почвенных минеральных частиц, в первую очередь участвуют дождевые черви. Они образуют копролиты: смесь минерального субстрата с органическим веществом, которое закреплено на минеральном субстрате и имеет гуматный состав (в нем преобладают гуминовые кислоты).

Дождевые черви в три раза ускоряют разложение опада разных древесных пород. Собственно почвенные черви перемешивают органическое вещество с почвой, способствуя образованию матричного гумуса в почве (гумуса, закрепленного на поверхности почвенных частиц). Другие животные и подстилочные черви формируют перегной – размельченное органическое вещество с более высокой зольностью, чем исходный опад. Подтверждают эту мысль исследования А.В. Тиунова и Н.А. Звонковой. Анализировали формы гумуса в почве, в копролитах и дрилосфере (тонкий слой почвы по стенкам ходов червей) (табл. 11.5, 11.6).

Таблица 11.5. Распределение матричного гумуса и детрита в почвах и зоогенных образованиях, % от сухой массы дерново-подзолистой почвы (по данным А.В. Тиунова и Н.А. Звонковой)

Глубина, см	Собщ	Сдетр	До отделения детрита			После отделения детрита		
			Спфв	Сгк	Сфк	Спфв	Сгк	Сфк
Дрилосфера								
5–10	5,19	2,17	1,21	0,22	0,99	0,59	0,22	0,37
10–15	4,16	1,65	0,98	0,20	0,78	0,63	0,20	0,43
15–20	3,88	0,83	0,96	0,21	0,75	0,75	0,17	0,58
Почва								
0–5	1,69	0,77	0,79	0,39	0,40	–	–	–
5–10	1,38	0,27	0,50	0,09	0,41	0,42	0,11	0,31
10–15	0,59	0,03	0,27	0,04	0,23	0,16	0,04	0,12
15–20	0,79	0,13	0,33	0,04	0,29	0,23	0,05	0,18

Примечание к табл. 11.5 и 11.6. Собщ – общий углерод; Сдетр – детритный; Спфк – фиксированный почвой; Сгк – гуминовой кислотой; Сфк – фульвокислоты; прочерк – нет данных.

Таблица 11.6. Состав органического вещества в разных компонентах дерново-подзолистой почвы, % на сухую массу (по данным А.В. Тиунова и Н.А. Звонковой)

Компонент	Собщ	Сдетр	Спфв
опад	25,16	22,46	2,70
копролиты	4,01	1,10	1,22
дрилосфера 15–25 см	2,72	0,55	0,79
почва, гор. Ад, 0–5 см	1,69	0,82	0,79
почва, гор. А1, 15–25 см	0,84	0,21	0,48

Итак, можно наметить следующий цикл С в биосфере. Углерод поглощается растениями в виде углекислого газа. Он превращается ими с помощью фотосинтеза в органическое вещество и закрепляется на некоторое время (от дней до сотен лет и больше) в растениях. Растения поедаются фитофагами, и С по трофической цепи от фитофагов поступает к хищникам, некрофагам и сапрофагам. При этом на всех этапах часть органического вещества возвращается в ат-

мосферу при дыхании, часть переходит в почву или донные отложения водоемов. Часть органического вещества, поступившего в почву, превращается в гумус и надолго исключается из круговорота. Часть включается в геологический круговорот углерода, образуя горные породы (известняки, торфа, угли и пр.). Одновременно геологические процессы (современная деятельность вулканов) приводят к поступлению в атмосферу (наряду с возвратом в нее CO_2 при разложении органических остатков) углекислого газа. Как только в атмосфере появляется некоторый избыток углекислого газа, наступает потепление, интенсивное развитие растений и животных кальциефилов, закрепляющих карбонаты (и углерод в целом) в органогенных породах, которые начинают интенсивно образовываться и накапливаться.

Цикл азота

Основная масса азота содержится в атмосфере, где этот газ составляет 78% от ее объема. Запасы азота в воздухе измеряются величиной $36{,}6 \cdot 10^{20}$ г. Среднее содержание азота в живых организмах 0,3%, что составляет приблизительно массу в $7 \cdot 10^{15}$ г, т.е. на 6 порядков меньше, чем в атмосфере. В горных породах содержание азота в среднем 0,002% от массы, или $0{,}15 \cdot 10^{15}$ г в литосфере, т.е. на 7 порядков меньше, чем в атмосфере, и на порядок меньше, чем в живых организмах. Запасы азота в литосфере, возможно, преувеличены, так как кларк 0,002 скорее всего характеризует осадочные породы, мощность которых заметно меньше мощности литосферы. Изверженные породы практически не содержат азота в своем составе. Азот осадочных пород, как и углерод, содержащийся в них, своим происхождением связан с тем, что осадочные породы в той или иной степени прошли стадию почвообразования, или субаквального обогащения углеродом и азотом. В почвы азот поступает с отмершими организмами, с их выделениями, в результате образования азотистых соединений в атмосфере при грозах, но главный источник – фиксация азота атмосферы микроорганизмами, живущими в почве в свободном состоянии (азотобактер и др.) или в симбиозе с растениями (клубеньковые бактерии). В результате грозовых разрядов может поступать до 5–10 кг азота на гектар.

Ежегодно в почву из атмосферы поступает 20–300 кг/га (табл. 11.7).

Таблица 11.7. Средние уровни фиксации азота разными симбиозами (по данным Н. Брэди)

Группа растений, путь фиксации	Азотофиксирующий организм	Уровень фиксации N кг/га год
1	2	3
Симбиотически бобовые		
люцерна (Medicago sativa)	бактерии (Rhizobium)	150–250
клевер (Tripholium pratense)		100–150
соя (Glycine max)		50–150
вигна (Vigna unquigulata)		50–100
люпин (Lupinus)		50–100
вика (Vicia vilbosa)		50–125
фасоль (Phaseolus vulgaris)		30–50

Окончание табл. 11.7

1	2	3
Не бобовые с клубеньками		
ольха (Alnus),облепиха, казаурина и др.	актиномицеты (Frankia)	50–150
Gunnera	сине-зеленые водоросли (Nostoc)	10–20
Не бобовые без клубеньков		
Degetaria decumbens	бактерии (Azospirillum)	5–30
Paspalum notatum	бактерии (Azotobacter)	5–30
азола (Azola)	бактерии (Anabaena)	150–300
Не симбиотические		
нет	бактерии (Azotobacter, Clostridium)	5–20
нет	сине-зеленые водоросли	10–50

Поступивший азот усваивается растениями, возвращается в почву и после разложения органического вещества снова усваивается растениями. При этом разложение азотосодержащих органических веществ идет медленнее, чем потеря других веществ, поэтому в детрите содержание азота относительно увеличивается по сравнению с исходным растительным материалом. Именно поэтому накопление азота в почвах прямо коррелирует с содержанием (накоплением) в них гумуса (табл. 11.8; рис. 11.2) и отражает общую природу этих процессов, связанную с поступлением и превращением органического вещества в почвах.

Таблица 11.8. Запасы гумуса и азота в основных почвах России и прилегающих стран, т/га (по данным Н.И. Болотиной)

Почва	Слой 0–20 см		Слой 0–100 см	
	Гумус	Азот	Гумус	Азот
дерново-подзолистая и подзолистая	56	3,3	100	6,6
серая лесная	104	5,6	175	9,4
темно-серая лесная	118	6,7	296	14,0
чернозем оподзоленный	132	7,0	452	25,2
чернозем выщелоченный	192	9,4	549	26,5
чернозем мощный типичный	224	11,3	709	35,8
чернозем обыкновенный	137	7,0	428	24,0
темно-каштановая	99	5,6	229	15,2
серозем	41	2,8	93	8,6
краснозем	153	4,7	282	10,5

В метровом слое почв планеты хранится $0{,}21 \cdot 10^{12}$ г азота. Азот почвы выделяется обратно в атмосферу при разложении растительных остатков, с выделениями животных, в результате процессов аммонификации и денитрификации. Часть почвенного азота потребляется растениями, и общее количество этого азота приблизительно равно его содержанию в растениях.

Аммонификация, нитрификация и денитрификация относятся к процессам трансформации соединений азота в почвах.

Аммонификация – освобождение иона аммония из органических соединений, содержащих аминогруппы, аммонийный азот, амиды и т.п. (табл. 11.9).

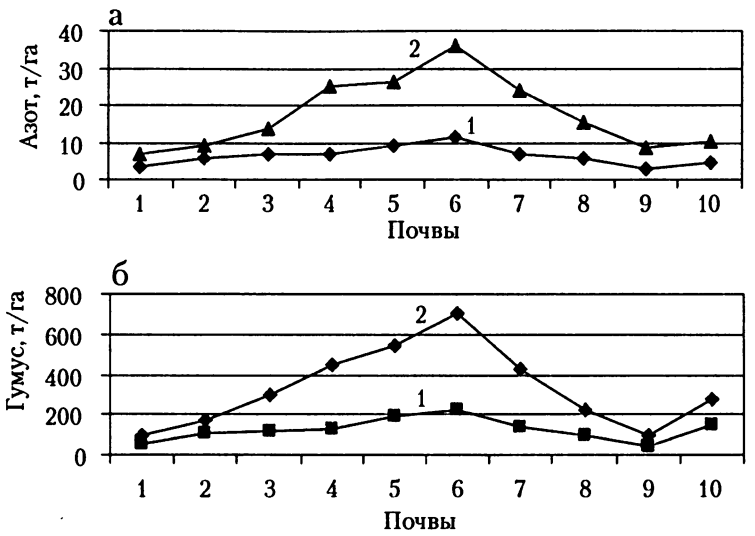

Рис. 11.2. Запасы азота (а) и гумуса (б) в разных почвах в слое 0–10 (1) и 0–100 (2) см: 1–10 –почвы: 1 – дерново-подзолистая, 2 – серая лесная,3 – темно-серая лесная, 4 – чернозем оподзоленный, 5 – чернозем выщелоченный, 6 – чернозем типичный, 7 – чернозем обыкновенный, 8 – темно-каштановая почва, 9 – серозем, 10 – краснозем

Таблица 11.9. Содержание различных групп соединений азота в некоторых почвах, кг/га в слое 0–20см (по данным Д.С. Орлова)

Группа	Дерново-подзолистая	Типичный чернозем	Серозем
весь азот	3500	9800	3420
азот аминогрупп	425	1010	400
аммонийный азот	500	1040	650
азот аминосахаров	400	670	220
негидролизуемый азот	1080	4340	1400

Именно эти соединения, разлагаясь, приводят к появлению в почве иона аммония, который сорбируется почвенным поглощающим комплексом, слоистыми минералами. Почвенные микроорганизмы-нитрификаторы переводят аммоний сначала в нитриты, а затем в нитраты. Превращение в нитриты происходит при воздействии бактерий (Nitrosomonus и др.). В этом случае NH_3 окисляется до HNO_2 по схеме:

$$NH_3 \rightarrow NH_20H \rightarrow HO\text{-}N = N\text{-}OH \rightarrow HO\text{-}N = O.$$

Окисление азотистой кислоты (и нитритов) в азотную HNO_3 (и в нитраты) происходит под действием микроорганизмов (Nitrobacter и др.). Нитраты и нитриты легко растворимы и быстро вымываются из почвы. Реакция превращения нитритов в нитраты намного быстрее, чем превращение аммиака в нитриты, поэтому в почве содержатся в основном нитраты. Окисление аммиака идет в окислительных условиях при окислительно-востановительном потенциале 400–600 мВ. Если в почве создаются восстановительные условия, то идет процесс денитрификации – восстановление нитратов до газов N_2 и N_2O. Процесс денитри-

фикации идет энергично в переувлажненных почвах при температуре 25°С. При этом в воздух может выделяться за вегетационный период до 7,5 кг/га N_2O. Внесение навоза может увеличить эмиссию N_2O в 30–40 раз.

Азот – необходимый питательный элемент, поэтому уровень его содержания в почве определяет продуктивность экосистем наряду с другими факторами. Внесение азота при недостатке воды в почвах аридных регионов способствует повышению продуктивности экосистем и улучшению состояния растений. В то же время избыток нитратов в почвах приводит к увеличению их содержания в грунтовых водах, в продуктах питания, что вредно для здоровья животных и человека. Считается также, что N_2O разрушает озоновый экран планеты. В сельском хозяйстве азотные удобрения – главное средство повышение урожая.

Цикл фосфора

Изверженные породы содержат в среднем 0,30% P_2O_5, осадочные – 0,13%, растения – около 1%. Таким образом, запасы P_2O_5 в литосфере составляет $0{,}2 \cdot 10^{17}$ г, живые организмы содержат приблизительно такое же количество фосфора ($0{,}2 \cdot 10^{17}$ г). Такое совпадение означает, что фосфор – один из дефицитных элементов, содержание которого в обычных почвах достаточно низкое. Именно поэтому Ю. Либих предложил в первую очередь под сельскохозяйственные культуры вносить фосфорные удобрения. В живых организмах фосфор входит в липиды, нуклеатиды, АДФ и АТФ и т.д. Он в основном содержится в семенах растений. В растения фосфор поступает только из почвы. В минеральных субстратах фосфор содержится в апатитах, фосфатах железа и алюминия. Минералами органического происхождения являются фосфориты. При внесении больших доз фосфорных удобрений фосфор часто сносится водой в близлежащие водоемы, происходит их обогащение этим элементом и бурное развитие водорослей (эвтрофикация водоемов).

Таким образом, можно отметить, что фосфор в литосфере находится в основном в рассеянном состоянии. В осадочных породах он образует скопления, связанные с деятельностью биоты в предыдущие геологические периоды. Растения и животные концентрируют фосфор, и почвы, особенно их верхние гумусовые горизонты, в среднем богаче фосфором, чем почвообразующие породы. Но при сельскохозяйственном производстве фосфора, как правило, не хватает и внесение его в почву резко повышает урожай. Однако содержание P_2O_5 в почвенном растворе свыше 5 мг/л приводит к тому, что растения выделяют его из организма.

Наибольшая доступность для растений фосфора почвенных соединений отмечается при pH=6–6,7 При pH 3,5–5,4 фосфор образует соединения с алюминием, железом, марганцем, находящимися в почвенном растворе, которые составляют 35% от почвенного фосфора, входящего в состав неорганических соединений при pH 3,5 и 0 при pH 5,4.

Все биогенные элементы (азот, фосфор, калий) необходимы растениям, но внесение их в более или менее близких дозах дает неодинаковую прибавку урожая (табл.11.10; рис. 11.3).

Многочисленные опыты по эффективности удобрений показали, что наибольшая прибавка урожая отмечается от внесения азота, затем от фосфора и на третьем месте стоит калий. Изменяя соотношение удобрений можно добиться максимального урожая при наиболее экономных затратах.

Таблица 11.10. Действие двух доз N, P, K (прибавка урожая по отношению к неудобренной почве)

Почва	45 кг/га			120 кг/га		
	N	P	K	N	P	K
дерново-подзолистая суглинистая	33	24	15	80	56	27
серая лесная суглинистая	46	25	9	66	28	19
выщелоченный чернозем	31	30	11	65	52	18
мощный типичный чернозем	12	23	14	77	41	23
обыкновенный чернозем	11	26	3	36	23	10
предкавказский чернозем	7	3	2	5	13	7

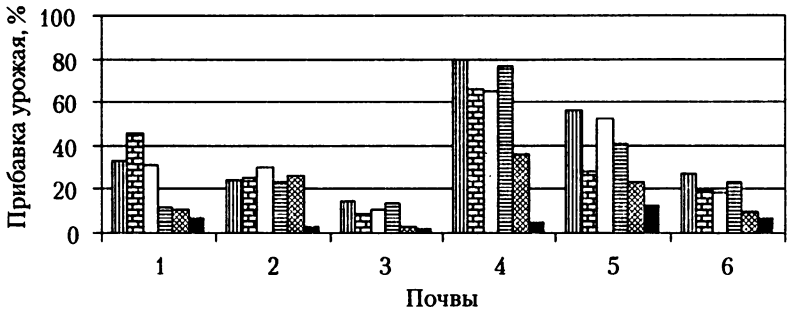

Рис. 11.3. Прибавка урожая от внесения NPK в почвы: 1 – дерново-подзолистые; 2 – серые лесные; 3 – темно-серые лесные; 4 – черноземы оподзоленные; 5 – черноземы выщелоченные; 6 – черноземы обыкновенные (дозы удобрений – первые три колонки 120 кг/га, остальные – 45кг/га)

При pH 3,5 более 60% "неорганического" фосфора составляет P, фиксированный гидроксидами Al, Fe, при повышении pH до 8 доля этих форм P снижается до нуля, особенно резко при pH 5,5. В диапазоне pH 5 – 8 часть неорганического P связана с силикатами (до 20%). После pH 6 фосфор в основном связывается с Ca, образуя фосфаты (свыше 90% фиксированного P). При внесении в почву $Ca_3(PO_4)_2$ и $Ca(H_2PO_4)_2$ они превращаются в $Ca(HPO_4)$, а затем могут частично превратиться в фосфорную кислоту H_3PO_4 и в нерастворимые фосфаты Al, Fe. Аналогично P входит в структуру алюмосиликатов, особенно на сколах кристаллов.

Циклы калия

Хотя содержание калия (в среднем около 2,5% от массы) в литосфере превышает содержание азота и фосфора, потребность в нем растений и других живых организмов достаточно велика. Растительный покров Земли содержит до $3{,}6 \cdot 10^9$ т, почва – $3{,}8 \cdot 10^{12}$ т калия. По этим данным, обеспеченность растений калием достаточно высока. Однако большая часть калия в почве находится в структуре минералов и мало доступна для растений. О доступности калия судят по его поступлению в различные вытяжки из почвы (солевые, кислотные и пр.), а также по извлечению его катионитами. Сравнение почв, осадочных и изверженных пород показывает, что в осадочных породах содержится калия 1,8% от массы, в базальтах – 1,6%, в гранитах 2,3%, в почве – 1,36%. При образовании осадочных пород и при почвооб-

разовании происходит потеря калия. Он выносится в Мировой океан, где его содержание составляет в среднем, 385,5 мг/л, или при массе гидросферы $1{,}41 \cdot 10^{24}$ кг, $4{,}30 \cdot 10^{17}$ т. Геологический круговорот калия приводит к его потере на суше и накоплению в океанах. Выносится в первую очередь подвижный калий, а также калий глинистых минералов, которые также поступают в океан с суши.

В живых организмах калий играет активную роль в синтезе и обновлении белков, в поддержании активного состояния клетки, в регуляции обмена веществ. Его нельзя заменить другими элементами, поэтому калий составляет ту основную триаду элементов (N, P, K), которые повсеместно используют как удобрения для растений. Обычно растения поглощают калия из почвы в 3–4 раза больше, чем фосфора, и почти столько, сколько азота (140–180 кг/га).

Можно выделить три группы соединений К в почве. 1. Недоступный для растений К, входящий в полевые шпаты, слюды. Составляет 90–95% всего почвенного калия. 2. Слабо доступный К, 1–10%, фиксированный глинистыми минералами в межслоевых полостях. 3. Доступный для растений калий, обменный и растворенный в почвенном растворе, 1–2% от почвенного калия. В почвах растения потребляют доступный калий, а слабо доступный (необменный, фиксированный) медленно поступает в почвенный поглощающий комплекс, становясь обменным. Последний быстро переходит в почвенный раствор. Об обеспеченности растений калием можно судить по его содержанию в вытяжках (табл. 11.11).

Таблица 11.11. Обеспеченность растений калием (в мг/100 г почвы) на разных почвах (по данным И.Г. Важенина)

Обеспеченность	K_2O в уксусно-аммонийной вытяжке			K_2O в вытяжке NaCl		
	Зерновые, лен	Корнеплоды, картофель	Овощные	Зерновые, лен, травы	Корнеплоды, картофель	Овощные
низкая	<10	<15	<20	<7	<10	<15
средняя	10–15	15–20	20–50	7–10	10–15	15–20
высокая	>15	>25	>30	>10	>15	>20

Циклы серы

Сера – также один из основных необходимый для живых организмов элемент. Сера входит в состав ряда аминокислот (метионин, цистеин, цистин), витаминов (тиамин, биотин), масел (чесночное, горчичное), она участвует в обмене веществ, в растениях существует цикл соединений серы – от серы сульфатов до серы сульфидных групп. В организмы животных сера попадает лишь с пищей. Переводят серу в необходимые органические соединения микроорганизмы и растения. По данным Н.И. Шевяковой, цикл серы в растениях начинается с аниона SO_4^{2-}, который растения поглощают из почвы, и кончается этим же ионом при метаболизме в растениях. Но часть серы надолго закрепляется в органических соединениях и поступает в почву, где переходит в минеральные соединения с помощью почвенной фауны и микроорганизмов. Содержание серы в изверженных породах достигает 0,03%, в осадочных (глины, карбонатные породы) – 0,24%, в песках 0,01% от массы. В почвах содержание серы в среднем 0,08% (в зависимости от климатической зоны). В гумидных почвах сера в почве входит в состав органического вещества, в

аридных почвах, кроме того, в состав сульфатов, в болотных – в состав сульфидов. Из болотных почв сера может выделяться в виде сероводорода, что составляет иногда его заметную примесь в приземных слоях атмосферы. Выделение сероводорода отмечается также в вулканических регионах. Так, повышенное содержание сероводорода отмечается в атмосфере Долины смерти на Камчатке, где сероводород является причиной смерти животных, вдыхающих воздух из полуметрового приземного слоя. На камнях около фумарол часто оседает элементарная сера. Сера входит в состав пирита (Fe_2S) – широко распространенного минерала. Проблема пирита особенно возросла, когда стали на поверхность при добыче угля извлекать вскрышные породы, обогащенные этим минералом. На воздухе, взаимодействуя с водой, он быстро окисляется, образуя серную кислоту, что делает почву токсичной для растений. В аридных условиях, при засолении почвы содой, серная кислота оказалась наиболее удачным средством мелиорации. В Армении Г.П. Петросян применил промывку засоленных содой почв серной кислотой и получил прекрасные земли для садов и виноградников, при этом использовали отработанную техническую серную кислоту. В пахотные почвы сера поступает с такими удобрениями, как суперфосфат, сульфат аммония и др. Промышленные предприятия также являются источником серы. Выделяя серный и сернистый газы, они загрязняют дождевые осадки, и с ними в почву поступает в городах до 40 кг, около заводов до 150 кг/га серы. Растения в среднем содержат 5% серы от веса золы. В растительном покрове запасено около $1{,}2 \cdot 10^{11}$ т серы, в почве $-1{,}5 \cdot 10^{18}$ т, в мировом океане – $1{,}8 \cdot 10^{16}$ т. Эти цифры показывают, что сера – не дефицитный элемент в биосфере. Но в гумидных районах сера содержится в основном в органических соединений и становится доступной лишь при разложении детрита. Поэтому в отдельных таежных биогеоценозах растения испытывают некоторую потребность в дополнительном внесении серы в почву. Известно, что сера препятствует образованию длинных полимерных цепочек органических веществ. Поэтому в почвах, где содержится избыток серы следует ожидать, что в гумусе преобладают короткие полимеры с относительно небольшой молекулярной массой.

Литература

Барбер С.А. Биологическая доступность питательных веществ в почве. М.: Агропромиздат, 1988.

Бахнов В.К. Биогеохимические аспекты болотообразовательного процесса. Новосибирск: Наука, 1986.

Боровский В.М. О солеобмене между морем и сушей и многолетней динамике почвенных процессов // Почвоведение. 1961. № 3. С. 1–11.

Второва В.Н. Круговорот веществ некоторых типов северотаежных лесов // Почвоведение. 1986. № 4 . С. 90–101.

Гахова Н.С. Содержание P_2O_5 в почвенных конкрециях Средне-Амурской низменности. Труды Приморского СХИ. 1978. В. 52. С. 510–513.

Зонн С.В., Травлеев А.П. Алюминий. Роль в почвообразовании и влияние на растения. Днепропетрвск: Изд-во ДГУ, 1991.

Кауричев И.С., Ноздрунова Е.М. Учет миграции неоторых соединений в почве с помощью лизиметрических хроматографических колонок // Почвоведение. 1960. № 12. С. 30–35.

Манучарова Н.А., Степанов А.Л., Умаров М.М. Особенности образования конечных продуктов денитрификации в водопрочных агрегатах почв разных типов // Почвоведение. 1999. № 6. С. 62–72.

Умаров М.М. Ассоциативная азотфиксация. М.: Изд-во МГУ, 1986.

Шевякова Н.И. Метаболизм серы в растениях. М.: Наука, 1979.

Яншин А.Л., Жарков М.А. Фосфор и калий в природе. Новосибирск: Наука, 1986.

Глава 12
Почвенное органическое вещество

Биологический круговорот, особенно цикл углерода, приводит к накоплению в почве органического вещества. Само формирование почв из осадочных пород сопровождается наследованием почвой органического вещества осадочных пород и образованием гумусного профиля почв. С севера на юг намечается следующая глобальная закономерность в накоплении органического вещества и гумуса. В северных почвах основная масса органического вещества накапливается в подстилке и торфе. К югу, до черноземов типичных включительно, запасы органического вещества в органогенных горизонтах уменьшаются и увеличивается гумусированность почв, запасы гумуса в почве. Еще южнее уменьшаются и запасы органического вещества в органогенных горизонтах, и запасы гумуса в профиле почвы. Особенности распределения органического вещества и гумуса в почвах России рассматривалось в главе 10.

Таким образом, различают две формы органического вещества в почве. На поверхности формируется слой подстилки, состоящей из опавших листьев и хвои (в лесных экосистемах) и травяного войлока, или калдана, в травяных экосистемах. В почве образуется собственно почвенный гумус. Лесная подстилка представляет собой компактное образование в виде почти сплошного слоя на поверхности лесных почв. Само название войлок показывает, что этот довольно рыхлый органогенный слой состоит из переплетенных остатков травянистых растений, в основном тонких и длинных листьев и соломин злаков. Войлок часто зависает на дернине трав, образуя "висячий" органогенный горизонт. Этот горизонт служит препятствием для поступления семян в почву, в том числе семян древесных растений. Именно поэтому суходольные луга очень медленно зарастают лесом, в основном в местах, где органогенные горизонты нарушены, дерн содран или перекрыт выбросами крота.

Подстилка

Лесная подстилка образует плотный горизонт на поверхности почвы, состоящий из 1–3 слоев. Первый слой (обозначается как О1, или Ао′, или L) – опад этого или прошлого года – состоит их потерявших свой цвет и побуревших хвои или листьев деревьев (рис12.1). Но листья и хвоя сохраняют свою форму, и по ним можно определить даже их видовую принадлежность. Ниже расположен слой детрита, или трухи (обозначается как О2, или Ао″, или F). Он сложен обломками листьев и хвои, в нем много гифов грибов, много остатков листьев, на которых сохранились лишь прожилки. Подгоризонт называют ферментативным, именно в нем идет интенсивное преобразование детрита в перегной. Нижний подгоризонт подстилки состоит из перегноя, органического вещества, полностью потерявшего исходную форму. Подгоризонт обозначают О3, или Ао‴, или Н и называют слоем гумификации. Ниже подстилки залегают или органогенные горизонты (Ад и Акк), или гумусовые (А1 и А1А2), или же элювиальные (А2, теперь обозначается как Е). П.Е. Мюллер первым классифицировал почвенный гумус, выделив муль

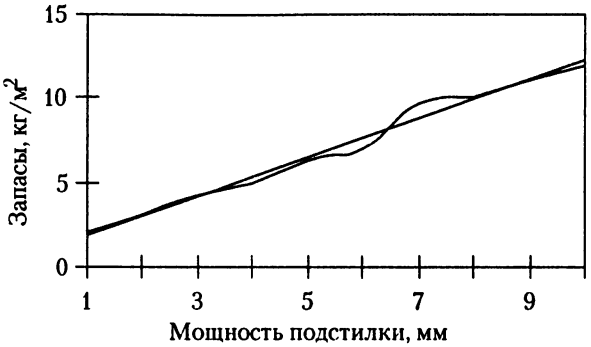

Рис. 12.1. Зависимость запасов подстилки от ее мощности (кедрач разнотравный)

(синонимы мулль, мюлль) и рогумус. К рогумусу он отнес подстилку, к мулю – собственно почвенный гумус. Однако в процессе использования номенклатура Мюллера претерпела изменения. Теперь термины муль, модер (заменил термин рогумус) и добавленный к ним мор используют для классификации лесной подстилки. К типу муль относят те подстилки, у которых есть четко выраженный подгоризонт О1 и фрагменты подгоризонта О2. Если у подстилки четко выражены подгоризонты О1 и О2 и фрагментарно подгоризонт О3, то ее относят к типу модер. У подстилки типа мор выражены все три подгоризонта. В русской номенклатуре вместо модер часто употребляют термин грубогумусная подстилка. Кроме того выделяют оторфованные подстилки, у которых очень мощные подгоризонты О1 и О2 при наличии О3. Эти горизонты подразделяют на сухоторфянистые (в сухих условиях) и просто оторфованные. Иногда выделяют промежуточные подстилки (муль-модер, модер-мор). Используют также при классификации подстилки название древесной породы, листья или хвоя которой формирует подстилку (еловая, сосновая и пр.), но это – очевидная классификация, которая следует из названия типа леса и фактически не содержит никакой информации.

Классификация подстилок и органогенных горизонтов

Классификация З. Прусинкевича

Наиболее полная классификация подстилок предложена З. Прусинкевичем (табл. 12.1).

Таблица 12.1. Классификация подстилок

Условия увлажнения (гигротоп)	Условия плодородия (богатства) почв (трофотоп)		
	олиготрофные	мезотрофные	эутрофные
сухие	ксеромор	ксеромодер	ксеромуль
свежие	ортомор	ортомодер	ортомуль
влажные	гигромор	гигромодер	гигромуль
мокрые	гидромор	гидромодер	гидромуль
заболоченные	верховой торф	переходный торф	низинный торф

З. Прусинкевич исходит из того, что существуют три надтипа: муль, модер, мор. В зависимости от условий увлажнения и богатства местообитания (почвы) их делят на

типы и подтипы. Подтипы включают в виде первой части общего термина характерные слова, определяющие некоторые особенности подстилки: прото – первичная, малосформированная, кальц – обогащенная кальцием, арено – на песках, детрито – много растительных остатков – детрита, ризо – много корней, мико – много гифов грибов.

Американская классификация органогенных горизонтов

В американской классификации систематизирован весь органический почвенный материал. Выделяют следующие его виды.

Фибры – фрагменты тканей растений в органическом почвенном материале, не считая живых корней. Остаются на сите с размером отверстий 0,15 мм (по российской классификации опад + труха).

Почвенный материал фибрик – содержит после растирания не менее трех четвертей (по объему) фибров, не считая крупных фрагментов (>2см) или не менее 2/5 от объема растертой пробы, которая на хроматографической бумаге дает при обработке пирофосфатом натрия цвета, по шкале Манселла 7/1, 7/2, 8/1, 8/2 или 8/3 (труха).

Почвенный материал гемик – промежуточная стадия разложения между фибрик и материалом саприк. В нем в меньшем объеме, чем в фибрик, содержатся фибры (труха).

Почвенный материал саприк – хорошо разложившийся органический субстрат темно-серого до черного цвета (перегной). Цвет после пирофосфатной вытяжки – 5/1, 6/2, 7/3, по шкале Манселла.

Материал гумиллювик – иллювиированный гумус, накапливается в нижних частях некоторых органических почв, более молодой по ^{14}C, чем вмещающая органическая масса.

Материал лимник – органо-минеральные водные отложения, слои из отмерших диатомей, водорослей, озерный мергель.

Копрогенная масса – копролиты почвенной фауны.

Горизонты, состоящие из органического субстрата, выделяют как гистик, в российской классификации – торфяные и торфянистые почвы, а также торфяники.

Современная российская классификация органогенных горизонтов

В современной классификации почв России выделяют типодиагностические горизонты из органического субстрата.

О – подстилка, поверхностный слой мощностью до 10 см и содержанием органического вещества больше 35%.

Т – торфяный, слой органического материала (больше 35% от массы), со степенью разложения не более 45%, мощность 10 – 50 см.

ТJ – сухоторфяный, такой же, как Т, но состоит из остатков мезофильных растений и большую часть вегетационного периода имеет влажность ниже НВ, мощность меньше 50 см.

ТR – торфяно-минеральный, такой же, как Т, но включает минеральные линзы и прослои, мощность меньше 50 см.

ТО – торф олиготрофный, остатки сфагновых мхов, в остальном аналогичен Т.

ТЕ – торф эутрофный, аналог Т, состоит из остатков гигрофильных растений, в которых минимально участие сфагновых мхов.

ТJТ – торф сухой, такой же, как Т, но состоит из остатков мезофильных растений.

Н – перегнойный, состоит из сильно разложившихся растительных остатков, превратившихся в перегной, содержание органического вещества 20–35% от массы горизонта.

AT – грубогумусовый, аналогичен H, но представляет собой смесь остатков растений и животных разной степени разложения, вплоть до перегноя.

W – органический слаборазвитый, пронизан корнями, мощность менее 5 см.

А.П. Сапожников выделяет первичную подстилку (первичных лесов), пирогенную тронутую пожаром, вторичную, вторичных лесов.

Место подстилки в экосистеме

Обычно подстилку относят к почвенным горизонтам и включают в описание почвенного разреза. Но, как правило, подстилку не используют как диагностический горизонт, а только в целях классификации лесных земель. Правда, в ряде случаев подстилку используют для классификации почв. Так, на Камчатке вулканические почвы различают по особенностям органогенных горизонтов, в том числе подстилок: грубогумусные почвы, сухоторфянистые. По своим свойствам и динамике развития подстилка резко отличается от остальных почвенных горизонтов. Она в основном состоит из органического материала. В течение сезона ее масса значительно уменьшается. В многолетнем цикле ее масса также не постоянна и связана с изменением в поступлении опада. Подстилку можно также считать самостоятельным природным телом, биогеоценотическим горизонтом, который обладает рядом специфических свойств и экологических функций. А.И. Морозов относит ее к мезострате – биогеоценотическому горизонту, объединяющему органогенные горизонты почв с преобладанием мортмассы (отмерших растительных остатков). Анализ вещественного состава подстилки показывает, что она в среднем может состоять на 40% из тонких веток и шишек, на 50% из хвои и листьев (активная фракция) и на 10% из примеси почвы. Роль подстилки в жизни биогеоценоза и экосистемы велика. В ней живут многочисленные беспозвоночные животные, корни некоторых растений распространены в основном в подстилке. Некоторые растения (кустарнички: брусника, черника и т.п.) образуют с детритом, составляющим слой 02 подстилки, горизонт Акк (кустарничково-корневой). Подстилка – источник питательных веществ для многих растений. Она мульчирует поверхность почвы, предохраняя ее от прямого нагревания, замедляя испарение воды из почвы. Благодаря подстилке верхний (0–20см) слой почвы в лесах обычно влажнее, чем аналогичный слой в травяных и агроценозах.

Химический состав подстилки

Подстилка содержит заметное количество питательных элементов (80–130 кг/га азота, 10–16 кг фосфора, 15–10 кг калия) (табл. 12.2).

Таблица 12.2. Средний зольный состав подстилок дубо-ельника осоково-волосистого(1) и липо-ельника осоково-мшистого (2), т/га

Ельник	Подстилки	Si	Ca	P	K	Fe	Mg	S	Mn	N
1	7	1,99	1,12	0,14	0,21	0,037	0,21	0,13	0,13	1,11
2	11	0,51	1,31	0,16	0,10	0,011	0,17	0,15	0,21	1,32

Можно заметить, что при более высоких запасах элементов в подстилке, следовательно, при более замедленном разложении опада и подстилки, в субстрате увеличи-

вается содержание Ca, Mn, N и уменьшается содержание Si, Fe, Mg, K. Увеличение содержания кремния в маломощной подстилке связано в первую очередь с большим ее загрязнением частицами почвы. Для подстилки характерно относительное накопление азота, что связано с меньшей скоростью разложения, относительной устойчивостью органических азотосодержащих соединений, поступающих с опадом. Кроме того, микроорганизмы, обильно заселяющие подстилку, связывают азот из воздуха, что также приводит к увеличению в ней азотосодержащих соединений.

Экологические функции подстилки

Как уже отмечалось, подстилка обладает многими экологическими функциями, свойственными почвам. Так, в ограниченных масштабах подстилка может служить субстратом для некоторых растений (кислицы, водорослей, грибов) и местом обитания микроорганизмов и беспозвоночных животных (клещей, коллембол, червей, личинок насекомых). Она обладает определенным плодородием, т.е. способна производить какую-то фитомассу. В ней содержится определенное количество питательных элементов, часть которых достаточно доступна для растений. В то же время подстилка может препятствовать всхожести семян, сохраняя стабильность растительного покрова участка. Это свойство характеризует все органогенные горизонты, включая горизонты Ад и Акк. Ад на лугах препятствует зарастанию луга деревьями (в лесной зоне), и только выбросы кротов в этих случаях способствуют проникновению древесных растений на луг и постепенному его зарастанию. Горизонт Акк, свойственный тундрам и таежным лесам, препятствует прорастанию трав. Подстилка может продуцировать вещества стимуляторы или ингибиторы для растений. Так, водная вытяжка из елово-березовой подстилки в мертвопокровных березово-еловых парцеллах ельников уменьшает всхожесть семян растений.

Влияние подстилки на почву

Влияние подстилки на почву может быть прямым и косвенным. Косвенное – определяется воздействием подстилки на другие факторы почвообразования (состав растений, микроклимат, включая ход температуры и т.п.) К прямому воздействию подстилки на почву следует отнести мульчирование почвы и снижение испарения из верхних ее слоев, влияние на теплообмен почвы и атмосферы, участие в формировании почвенного профиля, включая гумусовый профиль, кислотность почвы, состав обменных катионов. Отмечается высокая корреляция (0,90±0,03) между запасами подстилки и содержанием гумуса в слое А1 в дерново-подзолистых почвах ельников южной тайги. Еще выше корреляция (0,95±0,03) в этих почвах между содержанием фульвокислот и запасами подстилки. Зато практически отсутствует корреляция между запасами подстилки и содержанием гуминовых кислот и их фракций в этих же почвах.

Для подстилки часто характерны более высокие значения pH (5–6), чем для горизонтов А1 и А2 (4–5). Этот факт доказывает, что подкисление почв связано не прямо с органическими кислотами, поступающими в почву, а с взаимодействием водорастворимых органических веществ (в том числе и органических кислот) подстилки с минеральной матрицей почвы (табл. 12.3).

Таблица 12.3. Динамика изменения pH в лизиметрических водах под подстилкой в насаждениях сосны на темно-серых суглинистых (1) и дерново-боровых супесчаных (2) почвах (по данным Э.Ф. Ведровой)

Место	21 июня		5 июля		12 августа	
	1	2	1	2	1	2
у ствола	5,2	4,9	6,6	6,7	6,2	6,0
под кроной	6,4	6,3	7,6	7,3	7,1	6,8
окно	6,8	6,7	7,6	7,0	7,4	7,2

Водорастворимые органические вещества подстилок

У ствола растворы обычно более кислые, чем под кроной и в окнах. В определенной степени у pH отмечается отрицательная корреляция с содержанием С в водах: чем выше концентрация углерода, тем ниже pH (табл. 12.4).

Таблица 12.4. Содержание С в лизиметрических водах под подстилкой в насаждениях сосны на темно-серой суглинистой (1) и дерново-боровой супесчаной (2) почвах, мг/ 100мл (по Э.Ф. Ведровой)

Место	3 июня		24 июня		6 июля	
	1	2	1	2	1	2
у ствола	19	21	13	12	10	7
под кроной	6	5	5	7	4	4
в окне	2	2	3	2	3	2

По Н. Никвисту, свежевыпавший опад в течение первого месяца в условиях Швеции теряет до 20% его массы в результате вымывания. По данным Э.Ф. Ведровой, в почву из подстилки в лесостепи за летние месяцы поступает около 20–30 кг/га С, 9–12 кг кальция, 2–7 кг магния, 1–5 кг кремния.

Приведенные цифры говорят о порядке величин. Водные вытяжки из подстилки (при соотношении размолотая подстилка: вода 1:5) подтверждают достаточно хорошую подвижность многих веществ, составляющих подстилку (табл. 12.5). В этом случае содержания этих веществ заметно превышают естественную их подвижность, но на основании этих анализов можно судить о роли фактора увлажнения в изменении состава подстилки.

Таблица 12.5. Состав водной вытяжки из подстилки сосняка на темно–серой лесной (1) и дерново-боровой(2) почвах, мг/100г сухой массы подстилки

Тип почвы	pH	C	Ca	Mg	K
1	5,6	577	46	12	28
2	5,6	796	53	13	49

В таежной зоне интенсивность выноса и подкисления почв еще выше.

Кроме кислот, соединений кальция, магния, калия, фосфора, азота в почву поступает органическое вещество с хорошо выраженной способностью восстанавливать Fe^{3+} до Fe^{2+} и образовывать с железом комплексные соединения, легко мигрирующие в почве (табл. 12.6). Органические соединения, восстанавливаю-

щие Fe^{3+}, в три раза активнее, чем соединения, образующие комплексы с железом. Растворы под кроной активнее, чем растворы, стекающие по стволу. Меньше всего активны органические соединения из подстилки, но они поступают в почву в значительном количестве, поэтому их воздействие сравнимо с действием дождевых вод, прошедших сквозь крону деревьев. Важно, что восстановление трехвалентного железа идет в нормальных условиях без застоя воды в почве.

Таблица 12.6. Участие основных компонентов лесного полога сосняка осочково-орлякового в мобилизации железа, на 1 га (по данным Э.Ф. Ведровой)

Источник	Площадь влияния, $м^2$	Водорастворимого С, кг/га	Fe^{3+}, мг/г С		Fe^{3+}, г/га	
			Восстановлено	Комплекс	Восстановлено	Комплекс
ствол	88	1,6	41	18	68	30
крона	6548	45	73	57	3325	2610
подстилка	10000	27	11	24	297	648

Органическое вещество минеральных горизонтов почв

Формируясь на осадочных породах, почва наследует от них определенное содержание органического вещества, в пределах 0,1–0,3% от массы породы. Именно это количество органического вещества характеризует нижние горизонты (С) всех почв. Но в верхнем слое почвы накапливается гумус, связанный с воздействием современной экосистемы. Кроме гумуса в почве накапливается органическое вещество растительного и животного происхождения разной стадии разложения, детрит. Отделение детрита от собственно гумуса – достаточно трудная задача. Кроме того, в почве находится множество разных органических соединений (ферменты, аминокислоты, фенолы и полифенолы, углеводы, лигнин и пр.), которые не относят к гумусу, но которые практически трудно отделить от гумуса. Все виды органического вещества в почве улучшают ее физические свойства, повышают устойчивость к эрозии, сохраняют уровень продуктивности, свойственный данной экосистеме.

Происхождение почвенного органического вещества

Главным источником органического вещества почвы следует признать растения, которые синтезируют основные органические соединения. Эти соединения попадают в почву или непосредственно с отмершими растениями и с их частями, или же перерабатываются животными и поступают в почву уже в виде животных остатков. Когда органическое вещество попадает в почву, начинают действовать многочисленные группы почвенных беспозвоночных животных и микроорганизмов и превращают органическое вещество в перегной и в гумус.

В среднем растения состоят из 25% сухого материала и 75% воды. Сухой материал содержит 4–5 (до 10)% зольных веществ, до 60% углеводов (1–5% сахаров и крахмала, 10–30% гемицеллюлозы, 20–50% целлюлозы), до 30% – лигнины, до 10% белков, включая водорастворимые (до 15% от массы белков), жиры, воска, таннины (до 8%). Элементный состав сухих растений следующий: углерод – 44% от массы, водород и зольные элементы, включая азот, – по 8%, кислород –40%.

Разложение органических веществ и образование гумуса

Разложение растительного опада начинается с его выщелачивания водой и использования как пищи разными беспозвоночными животными, а также грибами. При этом в первую очередь исчезают сахара, водорастворимые белки, затем начинают разрушаться гемицеллюлозы, целюлоза. Наиболее устойчивы к разрушению жиры, воска и лигнины. Можно выделить несколько групп процессов, приводящих к изменению опада и детрита в почвах.

1. Растительный материал подвергается воздействию ферментов и окисляется до CO_2 и воды с выделением энергии.

2. Ряд необходимых для жизни растений элементов освобождается из органического вещества (азот, фосфор, сера) в результате специфических для каждого элемента реакций.

3. Образуются (накапливаются) устойчивые к разложению (к деятельности микроорганизмов) органические соединения.

Процессы окисления органических веществ

Все органические вещества в конечном итоге окисляются до диокисида углерода и воды. При этом образуются также такие соединения, как NH_4^+, SO_4^{2+}, H_2S, NO_3^- и т.п. В окислении этих веществ участвуют ферменты как входящие в состав почвенных организмов, так и находящиеся вне их. Многочисленные исследования показали, что в свободном виде в почвах встречаются различные оксидазы и гидралазы (табл.12.7).

Таблица 12.7. Ферментативные активности, обнаруживаемые в почве

Ферментативная активность	Ферментативная активность
инвертазная	глюкозидаза
амилазная	атфазная
дегидрогеназная	уреазная
протеазная	сфинганазная
проназная	лакказная
фосфоэстеразная	пероксидазная
фосфатазная	деаминазная
фитазная	аспарагиназная
липазная	гидрогеназная
фенолоксидазная	арилсульфатазная
целлюлазная	арилфосфатазная
галактозидазная	лигноцеллюлазная
манназная	полигидрокси-бутират гидролазная
инулиназная	

Но в почве не удалось обнаружить в свободном состоянии синтетаз и полимераз. Эти ферменты в почве находятся лишь в живых организмах. Поэтому следует признать, что, частично, в гумусообразовании принимают участие абиотические процессы.

Исходя из современных представлений можно полагать, что абиотическая стадия гумификации – это комплекс химических реакций (окисление, образование шиффовых оснований, полимеризация, поликонденсация), на скорость которых

влияет концентрация кислорода, присутствие ионов различных металлов, известных своими каталитическими свойствами, температура и pH, а также наличие и строение почвенной матрицы (гидрофильной или гидрофобной). Следует обратить внимание, что в почве окисление органического вещества неполное. Только часть его превращается в диоксид углерода и в воду. Определенная часть органического вещества превращается в гумусовые вещества. Величина этой части в конечном счете определяет гумусированность почв и зависит, по Д.С. Орлову, от продуктивности экосистем, суммы температур больше 10°С и длительности периода, когда влажность почв выше влажности завядания (–1500 ÷ –2400 кПа).

Но данная гипотеза не раскрывает сам механизм гумификации и гумусирования почв как и источника формирования гумусовых соединений. Многие исследователи считают источником гумуса корни растений, особенно в травяных фитоценозах, где масса корней часто превосходит наземную растительную массу. Однако существуют факты, противоречащие этой гипотезе. Так, наиболее богаты гумусом типичные черноземы. От них к северу (к оподзоленным) и к югу (южным черноземам) запас гумуса уменьшается. При этом к северу возрастает общая продуктивность (общая фитомасса), а к югу возрастают запасы корней. Это возрастание обратно коррелирует с запасом гумуса. Нет корреляции между запасами гумуса и отдельных фракций корней и их суммы в дерново-подзолистых почвах под лесом (сосняк, ельник, березняк). Большую роль в формировании гумуса отводят микроорганизмам. В последнее время установлено, что масса микроорганизмов в почвах может достигать 10 т/га и больше. Большую роль в гумификации органических остатков придают в настоящее время педофауне, в частности дождевым червям.

Органическая матрица в почве

Как было показано раньше, значительная часть органического вещества в почве после отбора ручным способом детрита (остатков корней) закреплена на минеральной матрице. Мало того, по данным А.Д. Фокина, часть органических блоков, составляющих это закрепленное органическое вещество, постоянно обновляется, замещаясь такими же блоками. Иначе говоря, органическая матрица постоянно себя воспроизводит и этим самым сохраняет как уровень гумусированности почв, так и их состав. Но формируется органическая матрица на минеральной матрице (поверхности почвенных коллоидов, как это показали М. Шнитцер, Т.А. Зубкова). Таким образом, в почве на минеральной матрице формируется органическая, которая уже вместе с минеральной образует органоминеральную матрицу, активно участвующую во многих почвенных процессах. Очевидно, что площадь (удельная поверхность) органической матрицы определяется площадью минеральной, в свою очередь зависящей от гранулометрического состава почв. Действительно, с утяжелением гранулометрического состава увеличивается содержание гумуса при прочих равных условиях(рис. 12.2).

Состав почвенного гумуса

В результате поступления разных органических веществ в почву образуются две группы почвенных соединений: специфические гумусовые и неспецифические. К последним относят все органические соединения типа сахаров, аминокислот,

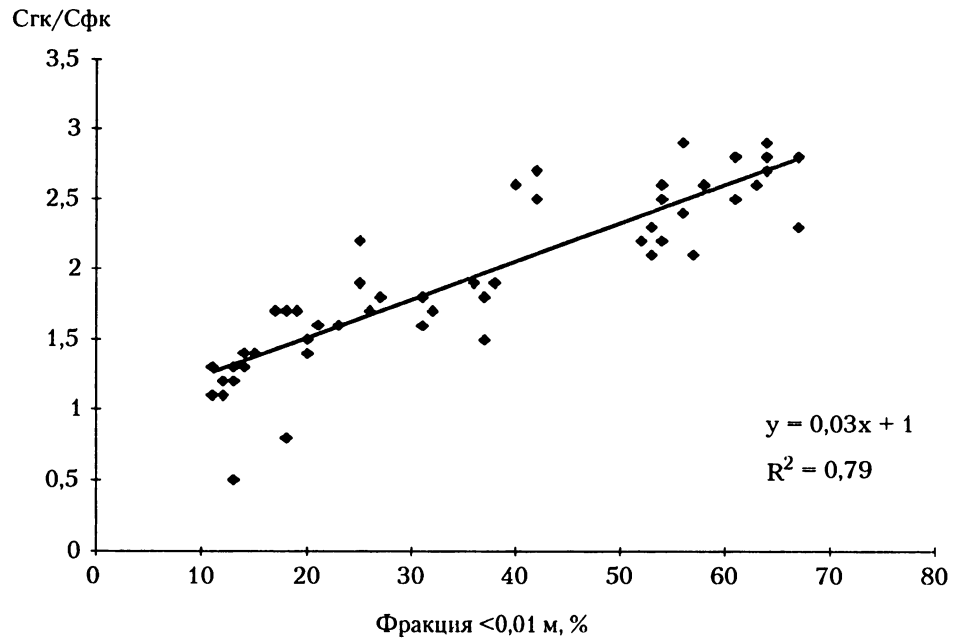

Рис. 12.2. Зависимость отношения Сгк/Сфк от содержания в почве физической глины (частицы <0,01 мм)

лигнинов и пр. Специфическим гумусовыми веществами считают вещества, которые извлекаются щелочью из почвы (гумусовые кислоты) и которые остаются в почве после извлечения гумусовых кислот (гумин). Гумусовые кислоты делят по отношению к органическим кислотам: осаждается соляной кислотой – гуминовая, не осаждается – фульвокислота. Выделяют также гиматмелановую кислоту – растворимую в спирте часть осажденной гуминовой кислоты. Если считать всю массу органического вещества, поступающего в почву за 100%, то 60–80% этой массы окисляется в процессе разложения до диокисда углерода, 3–8% включается в биомассу почвенных организмов, 3–8% составляют неспецифические почвенные органические вещества, и только 10-30% поступившего органического вещества превращается в гумус.

Установлено (И.В. Тюрин), что отношение количества (в % от массы почвы) гуминовых кислот к фульвокислотам – характерный признак для разных групп почв (меньше 1 в лесных гумидных почвах и больше 1 в степных и аридных почвах). Гуминовые кислоты имеют бурый или серый цвет в осажденном виде, в растворе – темно-коричневый, темно-бурый, фульвокислоты в растворе и в осадке желтовато-бурые. Гумин практически неотделим от почвы. При дальнейшем воздействии щелочи он переходит в гуминовые кислоты. Гумин – это наиболее устойчивая часть почвенного гумуса, но образуется он параллельно с формированием гуминовых кислот. Л.Д. Сулержицкий определил, что возраст разных групп почвенного гумуса в целом один (по ^{14}C). При этом во всех почвах (по данным И. Шарпензееля) возраст почвенного гумуса возрастает с глубиной. Из этого факта следует, что формирование гумусового профиля глубокогумусных почв связано с нарастанием почв кверху.

Действительно, генезис голубокогумусных вулканических и аллювиальных почв не вызывает сомнения. Поступающий при извержении дисперсный материал (пеплы) в вулканических почвах и аллювиальный в речных поймах приводит к формированию погребенных почвенных горизонтов, глубокогумусных профилей почв (луговые почвы центральной поймы). Погребенные горизонты встречаются почти повсеместно в мощных лессовых толщах, свидетельствуя о формировании поверхностных гумусовых горизонтов в предыдущее время (в частности, в плейстоцене). Очевидно, существуют периоды, когда из атмосферы постоянно поступают в наземные экосистемы мелкозем, о чем свидетельствуют лессовые толщи. Если он поступает равномерно во времени, то, попадая в подстилку или в горизонт Ад, он гумусируется, и гумусовый горизонт благодаря этому наращивается кверху. Образуется сравнительно мощный (до 50–100 см) гумусовый слой с содержанием гумуса на глубине 50 см около 2% от массы почвы. Если же в отдельные периоды поступление материала резко усиливается, как, например, при извержениях вулканов, то мощный слой перекрывает существующую почву, начинается новый этап формирования почвы, ее верхнего горизонта, а гумусовый горизонт ранее развитой почвы становится погребенным. Эти процессы могут происходить и при эрозии (аккумуляции снесенного материала), при солифлюкции, при микрооползнях и т.п. В результате образуются почвы с погребенными или мощными гумусовыми горизонтами. Большая мощность гумусового горизонта почв (больше 30–40см)– главный признак нарастания почв кверху. Эти почвы Докучаев называл анормальными, в отличие от нормальных, формирующихся при постепенном проникновении корней, опада, растворов в более глубокие слои почвенной толщи. Со временем нижняя часть гумусового горизонта окисляется до диоксида углерода. Последний связывается почвенным кальцием и образует карбонат. В условиях промывного водного режима карбонаты выносятся за пределы почвенного профиля и в нижние элементы ландшафта. При непромывном или периодически промывном водном режиме образуются скопления карбонатов на глубине среднемноголетнего промачивания почв (в основном, после таяния снега).

Некоторые дискуссионные аспекты происхождения почвенного гумуса

В последнее время высказано соображение, что гумусовые кислоты в традиционном их понимании, вероятно, являются искусственным понятием и в реальной почве таких соединений, скорее всего, нет. Получение этих веществ из почвы, возможно, является артефактом традиционно используемого метода щелочной экстракции. Согласно химическим свойствам полимеров, содержащих ароматические кольца, двойные связи, окси- и оксогруппы, действие на них щелочи в сочетании с сильным окислителем, таким как $KMnO_4$, приводит к окислительному распаду, давая в результате смесь трудно разделяемых и трудно анализируемых продуктов, что и наблюдается в случае попыток анализа структуры гумусовых кислот. В связи с этим следует отметить, что в современной западной литературе чаще всего упоминаются лишь вещества гуминовой природы, но не гумусовые кислоты. Причем эти вещества рассматриваются как водорастворимый органический компонент почвы, компоста и других продуктов микробиологической деструкции биомассы.

Гуминовые вещества в почве, прежде всего, играют, по всей видимости, роль медленно мобилизуемого (за счет ингибирующего действия на почвенные фер-

менты) источника углерода и азота и полимерной органической, очевидно, коллоидной матрицы. Поскольку гуминовые вещества содержат бензольные и полициклические гидрофобные группы и в то же время полярные гидрофильные окси- и оксогруппы, это позволяет им играть, с одной стороны, структурообразующую роль, способствуя образованию гидрофобных коллоидных ядер, а с другой – связывать белки-ферменты и, можно полагать, даже микроорганизмы, а также различные ионы и воду, что существенно для поддержания водно-ионного баланса в почве. Итак, можно заключить, что в почве преобразование органического вещества связано с деятельностью ферментов и абиотических катализаторов.

1. Находящиеся в почве вне организмов ферменты сорбированы почвенной матрицей и представлены разлагающими органическое вещество ферментами.

2. В почве не обнаружены ферменты, способствующие органическому синтезу. Поэтому процессы полимеризации гумусовых веществ в почве, скорее всего, связаны с каталитической деятельностью минеральной фазы почв, абиотических катализаторов.

3. Биохимический анализ свидетельствует, что почвенный гумус представляет собой смесь самых разных органических веществ и выделяемые гуминовые и фульвокислоты представляют собой лишь группы органических веществ, сходных по своему поведению в щелочах и кислотах.

4. Формирование гумуса происходит в горизонтах дерновых и А1, где распространена основная масса корней.

Фракционный состав гумуса

Наряду с групповым составом гумуса выделяют также отдельные фракции гумусовых кислот. Это выделение в основном встречается в русской литературе. Считается, что они выделяются из соответствующих гумусовых кислот в результате специальной обработки почв. Понятие о фракциях гумусовых кислот ввел И.В. Тюрин. В настоящее время выделяют следующие фракции.

Гуминовые кислоты.

Фракция 1-я – извлекается из почвы 0,1 N NaOH. Считают, что в этой фракции органическое вещество находится в виде разных соединений с Al и Fe.

Фракция 2-я – извлекается 0,01 N NaOH) после декальцирования почвы (удаления Ca).

Фракция 3-я извлекается из почвы 0,02 N Na_2OH при нагревании.

Фульвокислоты.

Фракция 1а – растворимая в 0,1 N H_2SO_4. Фульвокислоты этой фракции связаны с Al и Fe.

Фракция 1-я – извлекается из почвы 0,1 N NaOH.

Фракция 2-я – извлекается 0,01N NaOH) после декальцирования почвы (удаления Ca).

Фракция 3-я – извлекается из почвы 0,02 N Na_2OH при нагревании.

Роль гумусовых веществ в почве

Почвенный гумус часто находится в почве в форме коллоидов. В отличие от минеральных коллоидов, у них значительно больше удельная поверхность частиц

($500м^2$ и даже больше), емкость поглощения (150–300 ммоль/100 г субстрата), наименьшая влагоемкость. Обменные катионы, сорбированные на гумусовых мицеллах, – K, Ca, Na, Mg, H. Активные центры гумусовых кислот представлены фенольными, карбоксильными, карбонильными группами. Заряд гумусовых веществ отрицательный, как и у большинства почвенных минеральных коллоидов. Высокая поглотительная способность гумусового материала позволяет накапливать часть питательных веществ (K), тяжелые металлы – загрязнители, поступающие в почвы в результате техногенных процессов (медь, никель, кобальт и т.п.).

В то же время часть катионов гумусовые вещества переводят в растворимую форму. Это в первую очередь относится к железу, алюминию, цинку. Растворимые в воде алюминий и железо находятся в комплексе с водорастворимым органическим веществом. Среди неспецифических органических веществ в почве содержится много соединений, воздействующих на растения. Так, в почве существуют как ингибиторы, так и промоторы процессов, идущих в растениях. Некоторые полифенолы замедляют прорастание семян, их развитие. При разложении растительных остатков в почвы поступают витамины, аминокислоты, которые могут прямо потребляться растениями. Но это все относится к неспецифическим органическим веществам почвы, а не к гумусу.

Гумус способствует агрегации почв, при этом зернистые и ореховатые агрегаты образуются только в высокогумусовых почвах (черноземах и серых лесных). Агрегированность почв и водопрочность почвенных агрегатов способствует хорошей водопроницаемости почв, быстрому впитыванию осадков при хорошем дренаже.

Гумус – основной, источник азота, при этом он играет также роль его накапителя.

Углерод и азот в органическом веществе

Содержание углерода и азота в разных типах почв достаточно стабильно. Поэтому отношение C/N часто используют для оценки разложения растительных остатков и мониторинга почв при их сельско-хозяйственном использовании. Обычно, отношение C/N в верхних слоях пахотных почв в зависимости от их типа колеблется в пределах 8–15, в среднем 10–12. Оно становится меньше в аридных условиях по сравнению с гумидными и в теплом климате по сравнению с холодным.

В растительном материале C/N равно 20–30 в бобовых растениях и их остатках, 100 и более в других растениях. В микроорганизмах это отношение равно 4–9. В почвах, как это видно из приведенных данных, C/N имеет промежуточные значения. Высокое содержание азота в микроорганизмах – один из основных источников почвенного азота. В значительной своей части он связывается микроорганизмами из воздуха. Внесение в почву органического вещества бедного азотом (например, запахивание стерни зерновых без внесения азотных удобрений), приводит к снижению обеспеченности растений азотом, о чем сразу свидетельствуют значения C/N.

Литература

Александрова Л.Н. Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. Л.: Наука, 1980.

Бабанин В.Ф., Ермилов С.С., Морозов В.В. и др. Исследование взаимодействия гуминовой кислоты с катионами металлов методами электронного парамагнитного резонанса и магнитных измерений // Почвоведение. 1983. № 7. С. 115–119.

Безуглова О.С. Гумусное состояние почв юга России. Ростов-на-Дону. Изд. СКНЦ ВШ, 2001.

Боззай Й., Варга И, Руснак И. Адсорбция биологически активных веществ на гуминокислотном адсорбенте в присутствии тензидов // Почвоведение. 1981. № 4. С. 86–92.

Ваксман С.А. Гумус. М.: Сельхозгиз, 1937.

Ганжара Н.Ф. Концептуальная модель гумусообразования // Почвоведение. 1997. № 9. С. 1075–1080.

Ганжара Н.Ф. Гумус, свойства почв и урожай // Почвоведение. 1998. № 7. С. 782–793.

Дергачева М.И. Органическое вещество почв: статика и динамика. Новосибирск: Наука, 1984.

Дергачева М.И. Система гумусовых веществ почв. Новосибирск: Наука, 1989.

Заварзина А.Г., Демин В.В. Кислотно-основные свойства гуминовых кислот различного происхождения по данным потенциометрического титрования // Почвоведение. 1999. № 10. С. 1246–1254.

Золотарева Б.Н., Мироненко Л.М., Зауйец А. и др. Динамика гумусообразовательного процесса под влиянием антропогеного воздействия. В кн.: Динамика продукции биомассы растений и гумуса почв. М.: Наука, 1992. С. 78–132.

Крыщенко В.С., Самохин А.П. Разработка гумус-гранулометрических матриц подтипов почв Ростовской области. Тез. докл. межд. конф. Проблема антропогенного почвообразования 16–21 июля 1997. Т. 3. М., 1997. С. 84–87.

Орлов Д.С. Гуминовые вещества в биосфере. М.: Наука, 1993.

Орлов Д.С. Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. М.: Изд-во МГУ, 1990.

Орлов Д.С. Химия почв. М.: Изд-во МГУ, 1992.

Орлов Д.С. Почвенные фульвокислоты: история их изучения, значение и реальность // Почвоведение. 1999. № 9. С. 1165–1171.

Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Суханова Н.И. Органическое вещество почв Российской Федерации. М.: Наука, 1996.

Пономарева В.В., Плотникова Т.А. Гумус и почвообразование. Л.: Наука, 1980.

Смагин А.В., Садовникова Н.Б., Смагина М.В. и др. Моделирование динамики органического вещества почв. М.: Изд-во МГУ, 2001.

Глава 13
Почвенная матрица и почвенные коллоиды

Почва – полидисперсная и полиминеральная система. Это значит, что она состоит из разных минералов и разных по размеру частиц. Разные минералы и частицы далеко не одинаково участвуют в почвенных процессах. Так, установлено, что сорбция воды увеличивается с уменьшением размера частиц в результате увеличения их удельной поверхности. Среди минералов наиболее активны глинистые минералы, у которых наиболее функциональны смектиты и гидрослюды. Такие минералы, как кварц, полевые шпаты достаточно инертны в почвах и мало участвуют в почвенных процессах. Достаточно сказать, что 90–60% массы почвы (в зависимости от ее гранулометрического состава) составляют первичные минералы, унаследованные от почвообразующих пород. По мнению А.А. Роде, и среди вторичных минералов основная их часть также унаследована от почвообразующей породы. Таким образом, можно заметить, что только часть почвенной массы принимает активное участие в почвенных процессах. По отношению к обменным реакциям эту часть почвы называют почвенным поглотительным комплексом. В физике почв ту часть почвы, которая активно взаимодействует с водными растворами, называют матрицей, а потенциал воды, взаимодействующей с этой матрицей, – матричным.

Почвенная матрица

Обычно матрицей (нем. Matrize, от латинского matrix – источник, начало, матка) называют поверхность тела, способствующую возобновлению строго определенных форм. На практике, в технике – это пластинка штампа. Иногда матриксом (что равнозначно матрице) называют почву в шлифе со всеми минеральными зернами, порами, плазмой. Биологи обозначают так однородное мелкозернистое вещество, заполняющее внутреннюю часть клетки. Почвенная матрица – активная часть почвы способная воспроизводить комплекс катионов, пленку сорбированной воды, органическую матрицу на поверхности почвенных частиц. Физически почвенная матрица – поверхность почвенных частиц, которая взаимодействует с катионами, органическим веществом, водой. Почвенная матрица включает три составляющих –минеральную, органическую и органо-минеральную.

Почвенная минеральная матрица

Основой почвенной матрицы служит минеральная матрица. Она представлена коллоидами и поверхностными слоями почвенных частиц (минералов, обломков пород). Один из параметров, позволяющий оценить минеральную матрицу, – удельная поверхность почвы (обычно по количеству сорбированной воды). В реальных почвах фактически невозможно отделить минеральную матрицу от органической (в гумусовых горизонтах). Для почвенной матрицы характерны разные активные центры (с разной энергией удерживающие обменные катионы). Для их

определения почвы прокаливают при 450°С для сжигания основной массы органических веществ. Как показывает метод сухого озоления растительного материала, при этой температуре основная масса органического вещества сгорает, и часть CO_2 образует карбонаты, в основном Са. Прокаленную почву насыщают ионом аммония и прокаливают при разной температуре, определяя количество удаленного при нагревании аммония. Метод позволяет выделить несколько групп активных центров (табл. 13.1), получившие у химиков название "кислотные центры", поскольку они удерживают катионы. Группы выделяют по интервалам температуры или диапазонам энергии активации для выделенного интервала температуры.

Таблица 13.1. Спектр кислотных центров почвенной минеральной матрицы

Интервал температур десорбции NH_3, °С	Интервал энергии активации десорбции NH_3, Е, кДж/моль	Участки спектра кислотных центров
20–40	78–83	Крайне слабые
40–100	83–99	Слабые
100–200	99–126	Средней силы
200–300	126–152	Сильные
300–500	152–206	Очень сильные

Для почв можно рассчитать среднюю энергию активных центров (табл. 13.2, рис. 13.1, 13.2). Она существенно различается для разных почв, при этом просматривается одна общая особенность: максимальна средняя энергия активных центров в горизонтах В всех исследованных почв. В горизонтах А и ВС эта энергия меньше. В зависимости от гипотезы образования черноземов можно выдвинуть два предположения для объяснения уменьшения энергии активных центров в горизонтах А и ВС. Если образование черноземов происходит нормально (по В.В. Докучаеву), идет с углублением, ростом почвы вниз, то энергетически более активные центры образуются на первых стадиях почвообразования, превращения породы в почву.

Таблица 13.2. Средняя активность кислотных центров почвенных минеральных матриц

Почва	№ разреза	Горизонт	Глубина, см	Средняя активность центров	
				<T> NH_3,°С	<E> кДж/моль
1	2	3	4	5	6
чернозем обыкновенный	р. 5	А1	10–25	98	86
	р. 2	Ад	0–4	143	94
	р. 2	А1	5–7	151	99
	р. 2	ВС	50–65	124	92
чернозем выщелоченный слитой	р. 27	А1	10–30	111	89
	р. 27	В1	50–60	131	94
	р. 27	ВС	120	106	88
чернозем типичный	р. 20	А1	5–20	109	89
	р. 20	В	25–40	123	92
	р. 20	ВС	60–80	111	89
перегнойно-глеевая	ПМ	А1	0–20	146	98
вулканическая	т. 5	А1	0–15	176	105
бурая лесная	21Бл	А1	10–15	165	102

Окончание табл. 13.2

1	2	3	4	5	6
бурая лесная	3 Бл	A1	9–38	149	98
дерново-подзолистая	3 М	A1	5–15	114	90
	3 М	A1A2	25–30	175	104
	3 М	B1	55–65	163	102
	10 М	A1	0–15	148	98
	15 М	A1	2–10	170	103
	15 М	A2	10–20	145	97
	15 М	C	160–170	137	95

Рис. 13.1. Характеристика активных центров по температуре (1 °С) и энергии (2 Дж) удаления аммиака

Рис. 13.2. Частота встречаемости разных по активности центров у черноземов обыкновенных (1) и дерново-подзолистых + бурых лесных почв (2): 1 – слабые,2 – средние 3 – сильные, 4 – очень сильные

Но если генезис почв анормален (по В.В. Докучаеву), т.е. почва наращивается сверху в результате поступления мелкозема и быстрого его гумусирования, то активные центры появляются на второй фазе почвообразования, когда гумусовый горизонт становится погребенным, но еще связанным с активным слоем почвы. После того, как горизонт В превращается в ВС, средняя энергия снова уменьшается, как результат смены самых активных центров менее активными.

Но более информативно соотношение активных центров, разных по их силе (энергии): оно различается для разных почв, при этом само распределение и количество центров достаточно типично (табл. 13.3).

Таблица 13.3. Частота встречаемости активных центров (измеренных по <E> и <T>) на минеральной матрице группы почв, % от общего числа образцов

Группа почв	Встречаемость разных по активности центров				
	90–110 61–89	110–130 89–94	130–150 94–99	150–170 99–103	170–180 103–106
черноземы	15,8	21	5,3	5,3	
дерново-подзолистые, бурые		5,3	21	15,8	10,5

Примечание. В числителе – температура десорбции (°С), в знаменателе – энергия <E>(кДж/моль).

Есть два вида органоминеральной матрицы: одна образована гумусовыми молекулами, а другая – коллоидами органического вещества. Свойства этих матриц различны. Они определяют компартментацию в почвах и образуют в них разные крупные компартменты. Компартментация – это процесс разделения смеси веществ и разведение их составляющих по разным локусам – компартментам. Самые мелкие компартменты связаны с активными центрами или кластерами, из которых состоит почвенная матрица. Активные центры – это наиболее активные элементы поверхности почвенных структур: атомы, ионы, молекулы, функциональные группы. Они образуются в результате дефектов, дислокаций, сколов, разломов, процессов диспергации, имеют разную силу поглощения (удержания веществ) и разное сродство к веществам, находящимся в почвенном растворе. Кластеры – это группы близко расположенных, тесно связанных друг с другом атомов, молекул, ионов, иногда ультрадисперсных частиц, выполняющие одинаковые функции. По сути кластеры – это группы активных центров с близкими свойствами.

Осаждение гидроксидов и солей на почвенной матрице, в том числе на поверхности почвенных минералов, могут представлять собой особые кластеры, следовательно, особые компартменты. О соотношении разных кластеров свидетельствует содержание разных веществ в минералах после отмывки образцов, обработанных насыщенными растворами солей кальция, магния, цинка, свинца (табл. 13.4).

Не отмытые от избытка солей образцы как монтмориллонита, так и каолинита, обычно содержат больше катионов по сравнению с отмытыми. Кроме того, при насыщении минералов одним элементом не удается полностью избавиться от всех других. При высушивании Mg-каолинита и Mg-монтмориллонита происходит закрепление в них Cl, что свидетельствует о наличии "хлорного" компартмента. Это означает, что существуют активные центры (компартменты), где данные катионы удерживаются достаточно прочно, в частности, компартменты для ионов натрия, кальция, магния, цинка, свинца. И в то же время эти данные показывают, что существуют на изученных минералах вновь образованные кластеры (на поверхности минеральной матрицы) и исходные минеральные кластеры. Например, в Ca-монтмориллоните, который промывали после его насыщения хлоридом кальция, содержание Ca составляет 2,84% от массы минерала, в образце без последующей промывки – 6,20%. Аналогичная картина просматривается и для других катионов, а также в опыте с каолинитом.

Таблица 13.4. Общее содержание элементов в насыщенных катионами минералах после разных видов обработки (по данным Г.В. Харитоновой и А.С. Манучарова)

Минерал	Обработка	Общее содержание элементов					
		Cl %	Na %	Ca %	Mg %	Zn, г/г	Pb, мг/г
Ca-монтмориллонит	отмывка	0,01	0,31	2,84	2,72	0,163	0,029
	сушка 105°	0	0,62	6,20	2,65	0,139	0,719
Mg-монтмориллонит	отмывка	0	0,52	0,99	4,40	0,073	0,009
	сушка 105°	1,17	0,28	1,03	6,57	0,098	0,070
Pb-монтмориллонит	отмывка	0	0,40	0,51	2,29	0,918	187,22
	сушка 105°	0	0,39	0,51	2,30	0,597	231,96
Zn-монтмориллонит	отмывка	0,05	0,94	0,70	2,55	30,797	0,078
	сушка 105°	0,63	2,87	0,76	2,54	47,852	0,078
Na- каолинит	отмывка	0	0,33	0,11	1,07	0,009	0,056
	сушка 105°	0,03	0,49	0,12	1,03	0,010	0,068
Mg- каолинит	отмывка	0	0,38	0,07	1,10	0,008	0,049
	сушка 105°	0,55	0,31	0,12	2,09	0,101	0,098

Наличие двух типов кластеров (двух групп компартментов) просматривается при анализе состава обменных катионов в монтмориллоните (табл. 13.5).

Таблица 13.5. Состав обменных катионов монтмориллонита (по данным Г.В. Харитоновой и А.С.Манучарова)

Насыщающий катион	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	Zn^{2+}	Pb^{2+}	Сумма
	мг-экв/100 г воздушно-сухого вещества						
без насыщения	20,70	10,63	17,25	1,15	0,09	0	49,82
	24,37	12,37	4,53	2,67	0,08	0.01	44,03
Na^{+}	82	2,14	41,12	0,64	0	0	47,72
	3,09	0,43	30,27	0,59	0	0	35,11
Ca^{2+}	43,42	1,18	6,40	0,77	0	0	51,77
	41,05	1,55	4,46	0,92	0	0	47,98
Zn^{2+}	3,37	1,38	2,39	0,82	21,39	0,08	29,43
	1,73	3,14	4,86	1,06	19,78	0	30,57
Pb^{2+}	4,60	3,37	2,48	0,85	0,06	0,15	11,51
	9,76	5,20	1,95	1,00	0,12	0,11	18,14

Примечание. В числителе – содержание обменных катионов после насыщения образца соответствующей солью, в знаменателе – после диализа насыщенного образца.

В этом случае также ряд кластеров удерживает катионы, которые должны бы вытесняться при обработке минералов насыщенными растворами солей одного катиона. Диализ заметно уменьшает содержание всех катионов в минералах. Иными словами, разные катионы как в новых солевых кластерах, так и в исходных матричных кластерах приурочены к определенным компартментам, и две группы этих компартментов способствуют ходу более "чистых" реакций в почвах. Принципиальное отличие новых кластеров от исходных матричных – их сравнительно легкое удаление даже водой. Но иногда новые матрицы формиру-

ются на достаточно прочных и слаборастворимых образованиях, например, гидроксиды железа и алюминия.

Разные свойства компартментов обусловлены разной природой активных центров почвенной матрицы. Так, активные центры могут быть кислотными, основными, гидрофильными, гидрофобными, могут быть точками роста, зародышами для определенных кристаллов, могут образовывать связи разной силы с центрами других матриц. На поверхности минералов, как правило, имеются разнообразные активные центры. Например, на монтмориллоните присутствуют как кислые, так и основные группы (табл. 13.6).

Таблица. 13.6. Количество кислых SiOH и основных Al(Fe)OH групп на внешней поверхности (S) монтмориллонита (по Ю.А. Тарасевичу)

Монтмориллонит	S, $м^2/г$	SiOH, ммоль/г	AlOH, ммоль/г
пыжевский	40	0,170	0,070
черкасский	60	0,160	0,090
асканский	68	0,240	0,104
огланлинский	39	0,154	0,100
вайомингский	40	0,200	0,112

Большинство почвенных алюмосиликатов, включая и глинистые минералы, имеют на поверхности преимущественно кислотные центры (КЦ), которые характеризуют минерал как твердую кислоту. К ним относят природные глины (каолинит, монтмориллонит, бентонит, цеолиты). Именно кислотные центры определяют компартментацию в почвах как общее явление, как разведение веществ по разным микролокусам.

Известно, что почвенный поглотительный комплекс, а следовательно и почвенная матрица в основном состоят из коллоидов.

Почвенные коллоиды

К почвенным коллоидам относят частицы с размером меньше 0,1 мкм (в западной литературе 0,2 мкм). Именно с этими частицами в первую очередь взаимодействуют корни растений, поглощая из почвы элементы питания. Коллоиды составляют почвенную плазму, часто образующую оптически ориентированную массу в порах почв, хорошо видимую в шлифах (особенно из горизонта В подзолистых суглинистых почв). В шлифах заметно также, что в других типах почв (черноземы, бурые лесные, каштановые, сероземы и пр.) коллоиды образуют пленки на поверхности почвенных первичных минералов. Коллоиды входят в состав кутан, пленок по граням структурных отдельностей. Именно они составляют основную часть почвенной матрицы.

Общие свойства коллоидов

Коллоиды, благодаря малому размеру частиц, обладают очень большой удельной поверхностью (от 10 до 800 $м^2/г$ массы). Некоторые коллоиды обладают большой внутренней поверхностью. В слое 0–15 см на гектаре общая суммарная площадь коллоидов может в суглинистых и глинистых почвах достигать 700000 $км^2$.

Поверхность коллоидов несет заряд как отрицательный, так и положительный, но обычно отрицательный заряд в почвенных коллоидах резко преобладает. Эти заряды притягивают катионы и анионы, а также воду. Из катионов на поверхности коллоидов обычно фиксируются ионы Ca, Mg, Na, H, Al. Среди анионов может поглощаться PO_4.

Коллоиды и поглощенные ими катионы удерживают также воду, потенциал которой при одной и той же массе воды определяется размерами и массой коллоидов.

Среди коллоидов можно выделить 4 группы.

1. *Слоистые силикатные глины.* Обычно глины состоят из тонких слоев, представляющих собой октаэдры из атомов Al и O (и гидроксила) и тетраэдры из атомов Si и O. Эти слои формируют двуслойные, трехслойные, смешанослойные минералы, которые содержат K, Ca, H, OH-группы и пр. Эти коллоиды относятся к алюмосиликатам и их роль в почвах обычно определяющая: от них зависит емкость поглощения, предел в содержании гумуса, пластичность почв, влагоемкость и т.п. Обычно слоистые силикаты преобладают в минеральном составе коллоидов (ила).

2. *Гидроксиды и оксиды железа и алюминия.* Глины, обогащенные этими коллоидами, обычно приурочены к тропическим ферраллитным почвам (краснозем, латеритам). Но встречаются они также в вулканических регионах, в частности на Камчатке, вблизи термальных источников. Существует мнение, что эти коллоиды накопились в почве в результате глубокого выветривания алюмосиликатов. Но работы Н.В. Разумовой, И.А. Соколова, Л.С. Ильиной показали, что ферраллитные почвы сформировались в результате поствулканического воздействия термальных источников и метасоматоза алюмосиликатов. В северных условиях при низких температурах и промывном режиме образовавшийся в результате гидротермального воздействия гематит и ферригидрит постепенно переходят в гетит, и красная окраска почв исчезает. В тропических условиях гематит сохраняется в почвах (при высоких температурах) и красные тона в окраске почвы также сохраняются бесконечно длительное время. В Японии, где температура выше, чем на Камчатке, красная окраска почв также преобладает вблизи вулканов и термальных источников. При кислой реакции среды коллоиды из алюминия и железа могут приобретать положительный заряд и поглощать анионы. И кристаллические, и аморфные коллоиды полуторных окислов обладают малой пластичностью.

3. *Аллофаны и другие аморфные минералы.* В почвах встречаются аморфные и рентгеноаморфные вещества. Последние могут иметь кристаллическую структуру, но она не выявляется рентгеноскопией. Среди аморфных веществ преобладают аллофаны, алюмосиликаты, обедненные Al и имеющие формулу Al_2O_3 $2SiO_2H_2O$. Аллофаны обычно преобладают в вулканических почвах, развитых на вулканических пеплах. Они обладают высокой емкостью поглощения катионов и могут сорбировать и анионы.

4. *Органические почвенные коллоиды.* Органические коллоиды состоят из гумусовых веществ и имеют отрицательный заряд, при обычных значениях pH в почве значительно превышающих заряд силикатных коллоидов. Поглотительная способность органических коллоидов определяется энольными (OH), карбоксильными (COOH) и фенольными (C_6H_5OH) группами.

Органическая и органо-минеральная матрицы

Органические коллоиды образуют органическую матрицу. Главная особенность этой матрицы в том, что, как показал А.Д. Фокин, она воспроизводит сама себя. В полимерную молекулу гумусовых веществ встраиваются аналогичные блоки-мономеры или полимеры с меньшим количеством мономеров. По мере срабатывания гумуса происходит его возобновление на минеральной матрице, в результате чего поддерживается на соответствующем уровне как общее количество гумуса, так и его групповой состав. Анализы показали, что в почвах 60–80% органического вещества, определяемого как гумус, закреплено на минеральных коллоидах. Это положение согласуется с экспериментальными данными по содержанию гумуса в разных фракциях почвенных элементарных частиц (табл. 13.7, рис. 13.3).

Таблица 13.7. Содержание гумусовых веществ во фракциях элементарных почвенных частиц (по А.Д. Воронину)

Почва	Горизонт	Глубина, см	Размеры фракций, мкм				Почва в целом
			< 1	1–5	5–10	10–50	
1	2	3	4	5	6	7	8
чернозем обыкновенный, (Велико-Анадол)	A1	10–20	8,4	10,5	5,6	2,1	7,1
	B1	35–45	7,3	8,7	4,4	1,3	6,1
	B2	65–75	4,8	5,8	1,6	0,4	3,7
	BC	95–105	2,6	2,6	0,7	0,2	1,6
	C	> 180	1,8	0,9	0,6	0,01	1,0
чернозем южный, (Запорожье)	Ап	5–15	5,1	7,6	2,8	0,7	3,5
	A1	25–30	4,2	5,9	2,1	0,3	2,7
	B1	45–55	33,5	4,0	1,0	0,2	1,8
	B2	80–90	1,7	2,9	0,5	0,1	0,9
	C	> 150	0,8	0,5	0,4	0,1	0,5
чернозем предкавказский	A	0 –8	8,4	12,6	4,2	1,3	4,4
	B	75–95	5,2	4,4	1,5	0,5	2,8
	C	170–150	1,6	1,6	1,6	0,3	0,8
солонец глубокостолбчатый, (Краснодар)	A1	2–7	7,6	3,6	0,6	0,2	2,9
	A2	18–22	6,3	1,7	0,2	0,2	2,3
	B1	23–41	3,5	2,5	0,4	0,2	1,9
	B2	42–55	2,9	1,7	0,3	0,2	1,5
	C1	58–85	2,7	0,9	0,4	0,5	0,5
каштановая, (Камышин)	A1	0–10	4,6	3,4	0,6	0,2	2,6
	B1	21–31	3,6	1,7	0,3	0,1	1,8
	B2	35–45	2,9	1,7	0,3	0,1	1,2
	C1	55–65	1,9	0,6	0,2	0,1	0,6
	C	170–180	0,8	0,4	0,05	0,02	0,2
светло-каштановая, (Тингута)	A1	0–12	4,4	5,5	0,4	0,1	2,2
	B1	18–26	3,2	3,6	0,3	0,02	1,7
	C1	60–80	1,9	1,5	0,1	–	0,5
	C	150–160	0,7	0,5	0,2	0,06	0,7

Окончание табл. 13.7

1	2	3	4	5	6	7	8
солонец корковый, (Тингута)	A1	0–3	5,1	5,4	0,4	0,1	2,1
	B1	30–40	2,1	3,6	0,3	0,05	1,4
	C1	35–45	0,8	0,5	0,2	0,1	0,6
	C	150–170	0,8	0,5	0,2	0,1	0,1
лугово-каштановая, (Тингута)	A1	0–26	4,6	9,2	0,4	0,1	3,5
	B1	30–40	2,6	3,1	0,3	–	1,4
	C1	70–90	1,0	0,6	–	0,01	0,6
	C	250–270	0,9	0,4	0,2	0,05	0,2

Примечание. Прочерк – нет данных.

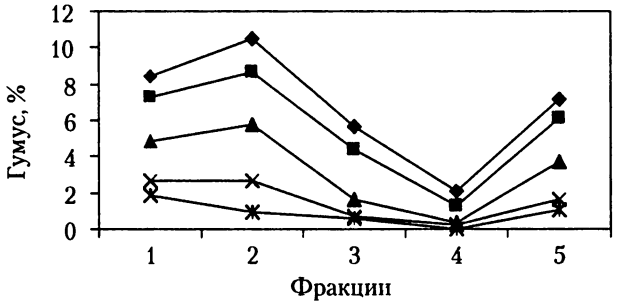

Рис. 13.3. Содержание гумуса (%) в гранулометрических фракциях разных горизонтов чернозема

Отсюда следует, что наряду с минеральной и органической матрицами в почве формируется особая органо-минеральная матрица. Формирование этой матрицы в конечном итоге определяет агрегированность почв, их пластичность, влагоемкость и другие физические и химические свойства.

Органо-минеральные гели в почвах[1]

Коллоидное состояние вещества является обязательной промежуточной стадией практически при любых химических превращениях и фазовых переходах в почвах.

Всеобщность коллоидного состояния проявляется и в том, что поверхность многих неорганических веществ покрыта слоем коллоидных частиц (геля) толщиной 2–4 нм. Такой слой геля на поверхности тел является результатом процесса выветривания, прохождения химических реакций веществ с агрессивными компонентами внешней среды.

В почвах процесс образования слоя коллоидных частиц вторичных минералов идет длительное время.

Многие почвоведы-исследователи обращали внимание на особые свойства поверхности раздела твердой и жидкой фаз в почвах, и далеко не все воспринимали эту поверхность упрощенно. К.К. Гедройц в своих работах не рассматривал

[1] Раздел написан Г.Н. Федотовым и А.И. Поздняковым

ППК (почвенный поглощающий комплекс) как свойство четко выраженной границы раздела этих фаз, скорее он воспринимал ППК как нечто, находящееся на этой границе раздела. Эти идеи получили развитие в работах А.Ф. Тюлина и С.А. Владыченского. Было показано, что на поверхности твердой фазы располагаются пленки-гели, определяющие свойства и плодородие почв. В работах Л.Н. Александровой исследовался состав органно-минеральных соединений почв, расположенных на поверхности почвенных минералов. Б.Н. Золотарева показала, что процесс пептизации коллоидов из почв продолжается в течение многих месяцев, что свидетельствует об их нахождении в почвах в виде гелей.

Значение гелевой составляющей почв хорошо понималась уже в середине прошлого века, но использовались упрощенные коллоидно-химической модели для описания границы раздела твердой и жидкой фаз, что ограничивало возможности анализа процессов на границе раздела. Сложность в том, что невозможно непосредственно наблюдать изменения, происходящие с органно-минеральными гелиями (ОМГ), и о них можно судить только по косвенным признакам – изменению свойств почв.

Коллоидные частицы, находясь на поверхности грубодисперсной фракции почв, в силу энергетической выгодности покрывают почвенные частицы непрерывным слоем. Помещение любых предметов в почвы приводит к покрытию их поверхности почвенным гелем. Взаимодействуя между собой, коллоидные частицы образуют непрерывный каркас. Большинство из них фиксируется друг относительно друга во втором энергетическом минимуме, то есть диффузные атмосферы вокруг коллоидных частиц при такой фиксации сохраняются. Причем их ядра, находясь в силовом поле почвенных частиц и друг друга, теряют способность к самостоятельному перемещению. Образуется локальная периодическая коллоидная структура. Диффузные же атмосферы коллоидных частиц значительно мобильнее и способны к перемещению относительно их ядер. Из этого следует, что смещение диффузных атмосфер должно быть процессом согласованным, фактически эстафетным. При наличии в почвах каркаса ОМГ смещение диффузных атмосфер относительно каркаса происходит как единое целое, и при механических воздействиях на почвы, особенно ударных, возникает разделение зарядов (пьезоэлектрический эффект).

Образование каркаса ОМГ приводит к включению всех противоионов – ионов диффузного слоя коллоидных частиц – в структуру и, к примеру, удельная электропроводность почв должна зависеть от напряженности электрического поля в них, уменьшаясь при уменьшении напряженности поля. Показано, что на малых частотах (10–20 Гц) удельное электросопротивление почв резко, почти на порядок возрастает по сравнению с удельным сопротивлением на постоянном токе или при частотах 50–100 Гц. Подобное явление логично вытекает из наличия в почвах структур ОМГ и включения почвенного раствора в ОМГ.

Можно представить две во всем одинаковые почвы, но в одной существует структура ОМГ, включающая в себя почвенный раствор, а в другой она отсутствует. Вхождение почвенного раствора в матрицу ОМГ приводит к уменьшению подвижности ионов из-за их закрепления в структуре. Следовательно, при одной и той же влажности одна и та же почва будет связывать ионы почвенного раствора с большей энергией при наличии в ней матрицы ОМГ по сравнению с почвой, ОМГ в которой разрушен. Разрушение матрицы ОМГ путем коагуляции колло-

идных частиц в ближнем энергетическом минимуме удобнее всего провести нагреванием почвы и удалением влаги.

При разрушении матрицы входящие в нее соли будут освобождаться. Последующее введение воды в почву (мы использовали количества, соответствующие 0,8–0,9 наименьшей, или полевой, влагоемкости) приводит к постепенному восстановлению матрицы ОМГ, поглощению матрицей свободных солей и соответственно к росту удельного сопротивления. Причем в черноземе, содержащем, как известно, максимальное количество коллоидных частиц процесс возрастания сопротивления идет наиболее длительно, а в дерново-подзолистой почве, содержащей минимальные их количества, прекращается практически сразу.

Наличие каркаса ОМГ оказывает заметное влияние на скорость диффузии веществ в почвах. Связано это с тем, что увеличение объема, занимаемого ОМГ, приводит к полному поглощению им свободной почвенной влаги, а диффузия в свободной "воде" происходит заметно быстрее, чем в каркасе ОМГ (табл. 13.8).

Таблица 13.8. Скорость диффузии нитрата калия в зависимости от состояния почвы, мм/мин

Состояние почвы	Тип почвы			
	Тепличный субстрат	Торфяная почва	Дерново-подзолистая почва	Чернозем
возд. сухая $+H_2O$, 1 час	2,0	3,2	1,6	1,6
возд.сух.$+H_2O$, 5 суток	1,33	1,0	0,67	1,14

Рассмотрение свойств почв с точки зрения структур ОМГ позволяет по-другому взглянуть на классификацию почвенной влаги. Структуры ОМГ не являются однородными по всему слою органо-минерального геля. Происходит непрерывный переход от одних структур к другим, связанный с уменьшением концентрации коллоидных частиц в структуре ОМГ, от поверхности твердой фазы по направлению к жидкой фазе. Таким образом, автоматически выделяется четыре состояния воды в почве (предложенные А.Д. Ворониным), которые энергетически непрерывно переходят одно в другое.

Во-первых, влага адсорбционная, покрывающая мономолекулярным слоем поверхность твердой фазы почв и коллоидных частиц ОМГ. Вода наиболее прочно энергетически связанная с почвой, называемая максимально гигроскопической.

Во-вторых, влага плотной части ОМГ, обладающая повышенной вязкостью, малой подвижностью, повышенной плотностью (за счет содержания коллоидов), называемая пленочной влагой.

В-третьих, влага "расширенного" слоя геля, структурированная коллоидными частицами, входящая в состав локальных почвенных коллоидных систем (ПКС). Отличается от свободной воды повышенной вязкостью и пониженной подвижностью. Именно эта вода, называемая капиллярной, заполняет капилляры размером до 3 мкм, делая их непроницаемыми для движущейся воды.

В-четвертых, вода неструктурированная ОМГ – капиллярно-гравитационная вода. Она обладает всеми свойствами обычной воды и способна содержать коллоиды только в виде отдельных частиц (золей).

Наличие на поверхности твердой фазы почв ОМГ объясняет гистерезис основной гидрофизической характеристики (ОГХ), когда потенциал почвенный

влаги при одной и той же влажности имеет разные значения в зависимости от предыстории формирования почвы. Он выше, если вода из почвы удаляется, и ниже, если вода почвой поглощается.

Удаление воды из ОМГ почв приводит к коагуляции коллоидных частиц, изменению структуры геля в направлении уменьшения его "ажурности" – равномерности заполнения объема коллоидными частицами. Это уменьшает реальную концентрацию коллоидных частиц и, как следствие, энергетическое взаимодействие воды с ОМГ при поглощении воды высушенной почвой. Удаление же воды из влажной почвы происходит из ОМГ, в которых коллоидные частицы распределены в объеме геля равномерно и сильнее удерживают воду.

Признание наличия ОМГ в почвах может несколько помочь и при трактовке некоторых процессов генезиса почв. При образовании гумуса возможно образование гуминовых кислот с различным зарядом поверхности коллоидных частиц, то есть имеющих различный поверхностный потенциал. Электрокинетические потенциалы для таких частиц также будут различаться, и, следовательно, частицы с большим зарядом поверхности будут сильнее пептизироваться и выноситься в нижние горизонты почв. В результате в верхних почвенных горизонтах накапливаются коллоидные частицы с меньшим дзета-потенциалом по сравнению с нижними почвенными горизонтами. В подобных условиях в верхних горизонтах преобладают ПКС локального типа, а в нижних горизонтах равновесие смещается в сторону образования ПКС ограниченного объема, что приводит к большей активности катионов и появлению отрицательного потенциала в нижних слоях почв по сравнению с верхними слоями. Чисто визуально это воспринимается как уплотнение нижних слоев и повышение содержания в них влаги.

Дополнительно действует еще один фактор, усиливающий образование ПКС ограниченного объема в иллювиальных горизонтах. Уменьшение водопроницаемости почвенных слоев, содержащих ПКС ограниченного объема, стимулирует появление анаэробных условий, переход железа из степени окисления 3 в степень окисления 2 (глееобразование) и растворение положительно заряженных коллоидных частиц гидроксидов железа. Это уменьшает гетерокоагуляцию, усиливает пептизацию коллоидных частиц и образование ПКС ограниченного объема.

При движении пептизированных частиц вместе с водой через почву их диффузионно-электрический слой обогащается одновалентными катионами, активность которых в почвенном растворе трансмиссионных пор выше, чем двухвалентных катионов. В результате происходит обогащение нижележащих почвенных слоев одновалентными катионами.

Изложенный выше материал объясняет, что ППК, находящийся на границе твердой и жидкой фаз почвы, представляет собой слой органо-минерального геля, обладающего определенной структурой и включающего в себя большое количество почвенной влаги. Генезис почв, сложность и мобильность их свойств, изменчивость их плодородия, память почв связаны с мобильностью и изменчивостью состава и структур ОМГ под влиянием факторов внешней среды.

Заключение

Активную часть любой почвы составляет почвенная матрица, состоящая из минеральной, органической и органо-минеральной матриц. Главные компоненты

матриц – минеральные и органические коллоиды. Обладая активными центрами, они обусловливают взаимодействие почвы (матрицы, почвенного поглотительного комплекса) с катионами, водой, органическим веществом. Почвенная матрица формируется на поверхности почвенных частиц, и представление о ее размерах дает удельная поверхность почвы, определенная по сорбированной воде. Именно с почвенной матрицей связаны такие экологические функции почвы, как снабжение растений питательными веществами, уменьшение плотности почвы в результате формирования агрегатов и повышение ее проницаемости для корней, увеличение количества микроорганизмов, сорбированных на почвенных частицах (на почвенной матрице). Почвенная матрица – барьер для многих тяжелых металлов. Она сначала закрепляет металл на активном центре в виде обменного катиона, а затем металл может войти в кристаллическую решетку, потеряв свою подвижность. Почвенная матрица – условие сохранения в почве воды после полива (в том числе после поступления осадков). Значительная часть воды сорбируется на почвенной матрице, а другая часть сохраняется в порах почвы, формирование которых также связано с почвенной матрицей.

Литература

Зубкова Т.А., Карпачевский Л.О. Матричная организация почв. М.: Русаки, 2001.

Градусов Б.П. Глинистые минералы основных типов земледельческих областей СССР (состав, генезис, преобразования). Автореф. дисс. .... доктора сель.-хоз. наук. М. 1980.

Пинский Д. Л. Ионнообменные процессы в почвах. Пущино. 1997.

Соколова Т.А. Глинистые минералы в почвах гумидных областей СССР. Новосибирск: Наука, 1985.

Глава 14
Минералы в почве

В почве находятся обломки горных пород, различные минералы, в том числе группа минералов, составляющих глинистую фракцию. Именно последние, как было показано в предыдущей главе, в основном формируют почвенную матрицу. К глинистым минералам относят слоистые силикаты, состоящих из слоя кислородно-кремниевых тетраэдров и алюминиево-магниевых октаэдров. Но следует помнить, что гидроксиды железа и алюминия также входят в глинистую фракцию почв. Тетраэдр (четырехгранник) состоит из атома кремния, который окружают четыре атома кислорода. Когда тетраэдры имеют общие атомы кислорода – они образуют тетраэдрический слой.

Алюминий и магний формируют слой второго типа – октаэдрический (восьмигранник), так как атомы этих элементов окружены 6-ю атомами кислорода или группами ОН. Они также образую слой, когда у октаэдров есть общие атомы кислорода. Если определяющий ион в октаэдрическом слое алюминий, то формируется диоктаэдрический слой (два соседних октаэдра имеют общий атом кислорода). Если октаэдры образует магний, то формируется триоктаэдрический слой, что связано с двухвалентностью магния. Тетраэдрические и октаэдрические слои – основа структуры силикатных глин. Комбинации слоев определяют тип минерала, свойства глин и почв.

Изоморфные замещения

Слои, составленные из кремниевых тетраэдров и алюминиевых (и магниевых) октаэдров, представляют собой идеальный случай. В природе обычно часть ионов, определяющих структуру слоя, замещены другими, близким по радиусу ионами (табл. 14.1). Близкий радиус не всегда сочетается с одинаковым зарядом, поэтому изоморфное замещение ионов в кристаллической решетке приводит к изменению ее общего заряда, что меняет ее поглотительную способность по отношению к обменным ионам.

Именно изоморфные замещения определяют положительный или отрицательный заряд кристаллической решетки.

Известно, что у кристаллов в зависимости от межатомных расстояний (от радиуса ионов) изменяются их свойства. Особенно это характерно для молекул (кристаллов) с ионной химической связью ($A^{n+}X^{m-}$). Так, в ряду BeO–MgO–CaO–SrO–BaO межатомные расстояния измеряются: 0,165–0,210–0,220–0,257–0,277 нм. Соответственно, твердость кристаллов по шкале Мооса равна: 9 – 6,5 – 4,5 – 3,5 –3,3. Это явление будет наблюдаться и в других кристаллах при изоморфных замещениях: если расстояние между атомами будет увеличиваться, то твердость (прочность) решетки будет уменьшаться. Аналогичные изменения в твердости происходят при взаимодействии одного и того же иона с разными анионами. В этом случае прочность структуры также определяется расстояниями между атомами. Так, в ряду

Таблица 14.1. Ионные радиусы элементов в силикатных глинистых минералах

Ион	Радиус, нм	Местоположение в кристаллической решетке
Si^{4+}	0,042	тетраэдр
Al^{3+}	0,051	тетраэдр, октаэдр, обменный катион
Fe^{3+}	0,064	тетраэдр, октаэдр
Mg^{2+}	0,066	октаэдр, обменный катион
Zn^{2+}	0,074	октаэдр, обменный катион
Fe^{2+}	0,070	октаэдр, обменный катион
Na^{+}	0,097	октаэдр, обменный катион
Ca^{2+}	0,099	обменный катион
K^{+}	0,133	обменный катион
O^{2-}	0,140	тетраэдр, октаэдр
OH^{-}	0,155	тетраэдр, октаэдр

CaS–CaSe–CaTe увеличиваются межатомные расстояния: 0,284–0,296– 0,317 нм и уменьшается твердость по шкале Мооса: 4,5–3,2–2,9.

Твердость решетки также возрастает в случае увеличения валентности (заряда) основного иона, определяющего структуру кристалла. Так, в ряду LiCl–SrO и LiBr–MgSe межатомные расстояния равны 0,257–0,257 нм и 0,275–0,273 нм, соответственно, а твердость по шкале Мооса 3,0–3,5 и 2,5–3,5.

С возрастанием межатомных расстояний (A–X) уменьшается точка плавления кристаллов. Так, в ряду NaF–NaCl–NaBr–NaJ возрастают межатомные расстояния: 0,231–0,279–0,294 – 0,318 нм и снижается температура плавления: 988–801–740-660°C.

Увеличение валентности (заряда) основного иона приводит к росту температуры плавления (NaF и CaO с межатомным расстоянием 0,231 и 0,240 нм имеют температуру плавления 988° и 2570°C). Ионы определяют рефракцию кристаллов, их магнитную восприимчивость и ряд других свойств. Термическое расширение кристаллов прямо пропорционально межатомному расстоянию и обратно заряду основного иона.

При ковалентной связи (обобществление электронов, AX) физические свойства тел не определяются характером связи, у них более широкий диапазон свойств. Так, цинковая обманка, (ZnS), имеет такую же структуру, как алмаз, но она режется ножом, алмаз же имеет твердость 10 и температуру плавления 3000°C. Вещества с ковалентной связью в расплаве не проводят электрического тока и не растворяются в воде (но могут растворяться в других реагентах).

Соотношение кислорода и кремния в тетраэдрических слоях разных минералов определяется их структурой (табл. 14.2).

При изоморфных замещениях в кристаллической решетки кристаллов меняется их заряд. Так, замещение кремния в тетраэдрах на алюминий приводит к увеличению отрицательного заряда решетки (один заряд не нейтрализован). Замещение Mg в триоктаэдрических слоях на Al увеличивает положительный заряд решетки. В целом, в минералах преобладает отрицательный заряд.

Содержание минералов в почвах прежде всего определяется происхождением почвообразующей породы, ее типом, минеральным и гранулометрическим составом (табл. 14.3). В осадочных породах, на которых в основном и формируются почвы, набор минералов может быть самого разного происхождения и тесно связан с гранулометрическим составом породы.

Таблица 14.2. Соотношение кислорода и кремния в тетраэдрических слоях разных минералов

Тип структуры	Минерал	O:Si
отдельные тетраэдры	оливин (ортосиликаты)	4:1
два тетраэдра с одним общим атомом О	сорвейтит	7:2
замкнутые кольца тетраэдра, два общих атома О	бентоит, берилл	3:1
бесконечные цепочки тетраэдров, два общих атома О	пироксены	3:1
бесконечные цепочки тетраэдров, 2 и 3 общих атома О попеременно	амфиболы	11:4
бесконечные слои с тремя общими атомами О	слюды	5:2
бесконечные каркасы с 4-мя общими атомами О	полевые шпаты	2:1

Таблица 14.3. Содержание минералов в разных гранулометрических фракциях почв, % от массы

Минералы	Песок	Пыль	Ил
кварц	65–80	15–35	5–15
полевые шпаты	7–12	5–12	0–5
отдельные минералы	4–6	6–4	0–4
слюды	3–5	5–45	45–25
глинистые минералы	0	0–20	20–52
оксиды	4–5	5–6	6–8

Типы глинистых минералов

Классификация глинистых минералов строится на числе и соотношении тетраэдрических и октаэдрических слоев. Выделяют три структурные группы минералов.

1. Минералы типа 1:1, в которых на один слой тетраэдров приходится один слой октаэдров.

2. Минералы типа 2:1, в которых на 2 слоя тетраэдров приходится один слой октаэдров.

3. Минералы группы 2:1:1.

Минералы типа 1:1

К этой группе относят *каолинит, галлуазит, накрит, диккит*, в которых слои силикатных тетраэдров и алюминиевых октаэдров образуют один пакет. Слои скреплены водородной связью. Структура фиксирована и пакеты не разрушаются при увлажнении. Катионы и вода не проникают между слоями. Удельная поверхность минералов в основном внешняя и относительно невелика. Кристаллы каолинита обычно имеют форму гексогональных пластинок, достаточно крупные (0,1–5 мкм). Каолинит мало пластичен, обладает небольшой поглотительной способностью, слабой когезией.

Минералы типа 2:1

В этих минералах октаэдрический слой расположен между двумя тетраэдрическими. К этому типу относят три больших группы минералов: *смектиты, вермикулит* (с расширяющейся решеткой), *иллит* (решетка не расширяется при увлажнении).

Минералы с расширяющейся решеткой – смектиты меняют расстояние между пакетами слоев (набухают) при увлажнении. Наиболее часто встречается в почвах монтмориллонит. Кроме того, к этой группе относят бейделит, нонтронит, сапонит, которые также широко распространены в природе. Хлопьевидная структура смектитов определяется слабыми связями типа кислород-кислород и катион-кислород между пакетами. Обменные катионы находятся между пакетами, могут гидратироваться и способствовать набуханию минерала. Поэтому смектиты обладают внутренней поверхностью (в межпакетном пространстве). Общая удельная поверхность монтмориллонита достигает 700–800 $м^2$, в то время как у каолинитов эта поверхность измеряется 5–20 $м^2/г$. Обычные размеры кристаллов смектитов – 0,01–1 мкм. Изоморфное замещение алюминия на магний увеличивает отрицательный заряд решетки. Часто алюминий входит в тетраэдры, вытесняя кремний, и этим изменяет заряд решетки.

Вермикулит также относят к группе минералов типа 2:1.Его решетка обычно представлен диоктаэдрическими слоями (с преобладанием Al), но часто встречаются и вермикулит с триоктаэдрическим слоем, в котором преобладает магний. В тетраэдрическим слое часть кремния замещена на алюминий. Минерал характеризуется очень высоким отрицательным зарядом, с чем связана его высокая поглотительная способность.

Минералы типа 2:1:1

Эта группа минералов представлена *хлоритом*, который широко распространен в почвах. Хлорит в основном магниево-железистый силикат с небольшим участием алюминия. В кристалле с типичной решеткой типа 2:1 (как у вермикулита) дополнительно находится триоктаэдрический слой с преобладанием в нем магния. Хлорит содержит два кремниевых тетраэдрического слоя и два магниевых триоктаэдрических слоя, что позволяет относить эту решетку к типу 2:1:1, или 2:2. Отрицательный заряд хлорита близок к заряду слюд, близок также средний размер их частиц (табл. 14.4).Следует отметить, что Т.А. Соколова указывает на возможность образования хлорита в почвах подзолистого типа. С этими почвами часто связано обогащение состава обменных катионов Mg (особенно в гор. Е или А2), что пока еще не нашло достоверного объяснения.

Таблица 14.4. Основные свойства некоторых глинистых минералов и гумуса (по Н. Бреди)

Минерал	Смектит	Вермикулит (диоктаэдрический)	Слюда	Хлорит	Каолинит	Гумус
Размер, мкм	0,01–1,0	0,1–5,0	0,2–2,0	0,2–2,0	0,5–5,0	0,1–1,0
Внешняя поверхность, $м^2/г$	70–120	50–100	70–100	70–100	10–30	500 – 800
Внутренняя поверхность, $м^2/г$	550–650	500–600	–	–	–	–
Межпакетное расстояние, нм	1,0–2,0	1,0–1,5	1,0	1,4	0,7	–
Отрицательный заряд, ммол/100г	80–120	100–180	15	40	2–5	200–750

Примечание. Прочерк – нет данных

Группа смешанослойных минералов

В почве обычно находится смесь минералов, при этом некоторые минералы достаточно прочно соединены друг с другом. Такие минералы называют смешанослойными, так как их кристаллическая решетка представлена кристаллами разного типа. Термины "хлорит-вермикулит" и "тонкодисперсная слюда-смектит" широко используют при описании минерального состава почвенного ила. Можно представить следующую цепь преобразование минералов: у слюды в межпакетном (синоним – межслойном) пространстве часть обменного калия замещается магнием и другим катионами. Усиливается гидратация кристаллов, возрастает количество воды в межпакетном пространстве. Весь калий постепенно замещается на другие обменные катионы, но отдельные межпакетные полости по-прежнему содержат калий. Образовавшийся минерал относят к слюде – вермикулиту. Затем в отдельных межпакетных полостях увеличивается содержание катионов, воды, решетка становится очень подвижной, легко расширяется. Минерал относят к вермикулит-смектиту, который может постепенно превратиться в смектит.

Соединения и минералы железа

Наряду с разными алюмосиликатами в почвах (как и в геологических породах) широко распространены минералы, содержащие железо. Часть смектитов, роговые обманки, пироксены, слюды и многие другие минералы содержат железо иногда как обменные катионы, иногда в виде изоморфных атомов. Кроме того, в природе широко развиты сидерит (карбонат железа), сульфиды и разнообразные оксиды и гидроксиды железа. Последние накапливаются в осадочных породах и почвах, что позволило Ю.Н. Водяницкому и В.В. Добровольскому выделить процесс образования оксидов (оксидогенез) железа как глобальный процесс преобразования минералов. Оксиды железа образуются в результате освобождения атомов железа из кристаллической решетки и присоединения к железу кислорода или гидроксильной группы. Оксид железа быстро гидратируется. Поэтому в большинстве почв в большей степени распространены гидроксиды. Гидроксиды по их устойчивости в почвах дают ряд: ферригидрит, ($5Fe_2O_3 \cdot 9H_20$), < фероксигит, ($\delta FeOOH$), <лепидокрокит, ($\gamma FeOOH$), < акаганеит, ($\beta FeOOH$), < гетит, ($\alpha FeOOH$).

Ю.Н. Водяницкий и В.В. Добровольский отмечают, что присутствие в почвах нестабильных (метастабильных) гидроксидов железа свидетельствует об образовании их в почве.

Ферригидрит $5Fe_2O_3 \cdot 9H_20$ – обычно имеет размер частиц 2–6 нм, которые образуют агрегаты 100–300 нм. При высоких температурах (80°С) легко переходит в гематит. Имеет красно-бурый цвет. Плотность 3,96 г/см^3. Более широко распространен в кислых почвах. Ферригидрит содержится в ортзандах вместе с гетитом и реже лепидокрокитом, в гумусовых горизонтах бурых почв, в иллювиальных горизонтах подбуров, в ферраллитных почвах.

Фероксигит $\delta FeOOH$ – нестабильный гидроксид, при 60°С переходит в гетит, при 80°С в гематит. Крупные кристаллы (больше 100 нм) магнитны (магнитная восприимчивость $5000 \cdot 10^{-6}$ см^3 /г), у более дисперсных частиц магнитная восприимчивость уменьшается. В составе фероксигита часто присутствует Mn, иногда составляющий до половины от атомов Fe. Mn-фероксигит встречается в ортштейнах, в иллювиальных горизонтах, в слабо кислых дерново-подзолистых почвах (pHсол = 4,6–5,2).

Лепидокрокит γFeOOH – плотность 4,09 г/см^3, оранжевый цвет. Некоторые исследователи находили лепидокрокит в глеевых почвах тундровой и подзолистой зон. Однако это наблюдение несколько противоречит опытам У. Швертманна, который обнаружил, что увеличение концентрации CO_2 в воздухе снижает (вплоть до полного прекращения) образование лепидокрокита. Этот минерал встречается в вулканических почвах. В почвах он может взаимодействовать с монтмориллонитом, снижая его отрицательный заряд. По Ю.Н. Водяницкому, основными факторами, способствующими синтезу лепидокрокита в почвах, следует признать: переменный восстановительно-окислительный режим, тяжелый гранулометрический состав, нейтральную или слабокислую реакцию среды. У. Швертманн считает, что такие условия в большинстве случаев создаются в полугидроморфных почвах.

Акаганеит βFeOOH – в лабораторных условиях синтезируется из раствора $FeCl_3$ при медленном нагревании до 100°С. Желтый осадок содержит хлор. Некоторые исследователи считают, что без хлора или фтора акаганеит неустойчив и предлагают другую его формулу: $Fe_8(O,OH)_{16}(Cl, F,OH)_{<2}$. По этой химической формуле акаганеит – изоморфная смесь нескольких компонентов. Он был обнаружен в ортштейнах и в дерново-карбонатных почвах

Гетит αFeOOH – плотность 4,37 г/см^3, желто-бурый цвет. Гетит легко гидратируется, образуя гидрогетиты с разным содержанием воды. Чем больше воды, тем меньше плотность минерала (доходит до 3,6 г/см^3). При замещении части железа алюминием образуется алюмогетит. Возможно замещение части железа Mn, что наблюдается в железо-марганцевых конкрециях. При этом образуется марганцевый гетит. Гетит очень широко распространен в почвах, в почвенных железистых новообразования, в морских конкрециях.

Гематит αFe_2O_3 – плотность 5,26 г/см^3. В гематите железо часто замещается титаном. Гематит при температуре 25°С и выше образуется в значительно больших количествах, чем гетит. Поэтому он широко распространен в южных почвах, включая ферраллитные. При достаточном увлажнении поверхность минеральных зерен гематита переходит в гетит, чем определяется, например, желтая окраска почвы около корней в ферраллитных почвах. Гематит найден в подзолистых и бурых лесных почвах на красноцветных пермских глинах. Он найден также вместе ферригидритом в вулканических почвах вблизи термальных источников, в том числе в знаменитой Долине гейзеров на Камчатке. Анализ ферраллитных почв и вулканических отложений показывает, что образование гематита в отложениях в основном связано с метасоматозом, с преобразованием геологических пород разного состава пол влиянием термальных источников. Особенно это четко видно в кальдере Узона, где термальные воды взаимодействуют с выпадающими пеплами, состоящими из андезита, и этот пепел преобразуется в ферраллитную красноцветную породу, обогащенную гематитом. В теплом поясе и в условиях хорошего дренажа гематит сохраняется в почвах, образовавшихся из красноцветных пород. В холодных и влажных условиях гематит постепенно гидратируется и переходит в гетит.

Магнетит Fe_3O_4 и *маггемит* γFe_2O_3 – ферримагнитные минералы. Магнитная восприимчивость тонкодисперсных магнетита $(3–8)\cdot10^{-2}$ см^3/г и маггемита $3\cdot10^{-2}$ см^3/г. Двухвалентное железо в магнетите может замещаться другими тяжелыми металлами: марганцем, титаном, никелем, трехвалентное – алюминием, магнием, кальцием, хромом, ванадием. Маггемит при 300°С превращается в гематит. В естественных почвах отмечается повышенная магнитная восприимчивость в горизонте

А, особенно в самой верхней его части. В некоторых случаях это связано с пожарами и нагреванием почвы. Но и в отсутствии пожаров, например, при ветровале, почва на вывале постепенно увеличивает свою магнитную восприимчивость в гумусовом слое. Повышенная магнитная восприимчивость сохраняется при погребении почв в течение нескольких тысяч и даже десятков тысяч лет, что позволяет выявлять поверхностные горизонты, погребенные при развитии ландшафта.

Другие почвенные минералы

В почве содержится масса других минералов. Среди них самые распространенные в аридных и семиаридных регионах растворимые соли (гипс, кальцит, галит и др.). Происхождение солей часто связано с засолением почвообразующих пород и с поступлением солей извне (пульверизация с моря, принос с ветром и т.д.). Имеются в почве минералы, связанные своим происхождением с растениями (веввелит).

Заключение

Обзор минералов почвы позволяет заключить, что в ее составе можно вслед за А.А. Роде выделить собственно первичные минералы, первичные вторичные (образовавшиеся в почвообразующей породе до того, как она стала субстратом для почвообразования) и вторичные, образовавшиеся в почве в процесс ее образования и функционирования.

Глинистые минералы, как правило, имеют отрицательный заряд и способны сорбировать катионы. Они в основном составляют почвенную матрицу, определяют многие экологические функции почвы (содержание питательных элементов, влагоемкость, плотность, удельную поверхность, взаимодействие с корнями растений, возможность освоения почвы корнями). Слюды и гидрослюды содержат калий, обеспечивая его запас в почве.

Минералы, содержащие железо, часто служат диагностическими признаками почв (большое содержание валового железа характеризует ферраллитные почвы, содержание марганцевого гетита – признак автоморфных почв и т.д.).

Литература

Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Соколовска З., Хайнос М. Связь между минералогическим составом и свойствами поверхности почв // Почвоведение. 1999. № 5. С. 604–613.

Бабанин В.Ф., Трухин В.И., Иванов А.В., Карпачевский Л.О., Морозов В.В. Магнетизм почв. М.: Ярославль, 1995.

Водяницкий Ю.Н., Добровольский В.В. Железистые минералы и тяжелые металлы в почвах. М.: 1998.

Горбунов Н.И. Минералогия и физическая химия почв. М.: Наука, 1978. 293 с.

Градусов Б.П., Соколов И.А. Минеральный состав и кристаллохимия глинистого материала как диагностические почвенные признаки // Вестн. МГУ. Сер. почвоведение, 1978. № 4. С. 21–30.

Градусов Б.П. Глинистые минералы основных типов земледельческих областей СССР (состав, генезис, преобразования). Автореф. дисс....доктора сель.-хоз. наук. М. 1980.

Грим Р. Минералогия и практическое использование глин. М.: Мир, 1967.

Соколова Т.А. Высокодисперсные минералы в почвах и их роль в почвенном плодородии. Часть1. М.: Наука, 1978.

Соколова Т.А. Глинистые минералы в почвах гумидных областей СССР. Новосибирск: Наука, 1985.

Глава 15
Поглотительная способность почв и обменные катионы

Анализ почвенной матрицы, свойств коллоидов и глинистых минералов показывает, что важную роль в почве играют катионы. Они нейтрализуют в целом отрицательный заряд почвенной матрицы, определяемый зарядом коллоидов и глинистых минералов, закрепляются в активных центрах почвенной матрицы, меняя такие ее свойства, как удельная поверхность, количество поглощенной воды при одном и том же потенциале. Катионы могут быть обменными и необменными. Обменные катионы легко обмениваются на другие катионы, при этом свойства почв, характерные при данном обменном катионе, восстанавливаются после вторичного замещения активных центров на почвенной матрице. Необменные катионы обычно фиксируются в почве (в решетке почвенных минералов) и заметно меняют основные свойства почв (их поглотительную способность, основные гидрофизические характеристики).

Обменные катионы

Почвенная матрица содержит целый ряд адсорбированных (поглощенных) катионов. Состав этих катионов заметно зависит от условий почвообразования и типа почвы (табл. 15.1).

Таблица 15.1. Состав обменных катионов в разных почвах, % от их суммы (по Р. Бреди)

Почвы	Типичное место	$H^+ + Al^{3+}$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^+	Na^+
оксисоли	Гаваи	85	10	3	2	сл.
сподосоли	Новая Англия	80	15	3	2	сл.
ультисоли	Юго-Восток США	65	25	6	3	1
алфисоли	Пенсильвания, Висконсин	45	35	13	5	2
вертисоли	Алабама–Техас	40	38	15	5	2
моллисоли	Средний Запад США	30	43	18	6	3
аридисоли	Юго-Запад США	–	65	20	10	5

Примечание. Прочерк – нет данных.

Как известно, почвы различаются pH, водным режимом, содержанием гумуса. Эти же факторы влияют на поглощение почвами обменных катионов. Состав катионов далеко не полностью соответствует составу катионов в почвенном растворе, их активности. Поглощение катионов характеризует коэффициент селективности:

$$[M1s]/[M2s] = K\, a M1/a\, M2,$$

где s – индекс, указывающий на концентрацию катионов M1 и M2 в почвенном поглощающем комплексе, a – активность тех же ионов в растворе, K –

коэффициент селективности. Таким образом, коэффициент селективности K = [M1] aM2/[M2] aM1.

С коэффициентом селективности связаны коэффициенты распределения катиона, которые оценивают как соотношение содержания катиона в почвенном поглощающем комплексе и активность его в растворе (иногда берут концентрацию его в почвенном растворе). K1 = [M1s]/aM1. Отсюда следует, что коэффициент селективности двух катионов равен отношению их коэффициентов распределения:

$$K1_{M1}/K2_{M2} = [M1s]/aM1/[M2s]/a\ M2 = [M1s]\ aM2/[M2s]\ aM1.$$

По селективности катионов к их поглощению почвенной матрицей можно построить так называемый лиотропный ряд: $Li^+ < Na^+ < NH_4^+ < K^+ < Rb^+ < Cs^+ < H^+$; $Mg^{2+} < Ca^{2+} < Ba^{2+}$; $Al^{3+} < Fe^{3+}$.

Для разных минералов этот ряд может изменяться (по П. Шахтшабелю):

монтмориллонит $Li^+ < Na^+ < K^+ < H^+ < Rb^+ < Mg^{2+} < Ca^{2+} = Sr^{2+} < Ba^{2+}$;

каолинит $Li^+ < Na^+ < H^+ < K^+ < Rb^+ < Mg^{2+} < Ca^{2+} = Sr^{2+} < Ba^{2+}$;

мусковит $Li^+ < Na^+ < Mg^{2+} < Ca^{2+} < Sr^2 < Rb^+ < Cs^+ < K < Ba^{2+}$.

Таким образом, минеральный состав почвенной матрицы может влиять на состав обменных катионов. Но, как показано в таблице 15.1, условия почвообразования влияют больше. Это подтверждается также данными по составу катионов почв России (табл. 15.2).

Таблица 15.2. Состав обменных катионов в некоторых почвах России, % от суммы

Почва	Горизонт	Глубина, см	Ca	Mg	H	Al	Na
дерново-подзолистая (Северо-Запад России)	Апах	0–10	38	6	50	6	сл.
	A2	29–35	38	8	48	6	сл.
	B	50–60	60	15	22	3	сл.
	C	90–100	80	10	10	сл.	нет
чернозем типичный (Воронежская обл.)	A	0–10	79	16	5	нет	сл.
	A	20–30	82	14	4	нет	сл.
	AB	60–70	82	16	2	нет	сл.
	B	80–90	84	16	нет	нет	сл.
Солонец черноземный, среднестолбчатый (ЦЧО)	A	2–8	64	22	нет	нет	14
	B1	10–16	40	31	нет	нет	29
	B2	74–80	59	19	нет	нет	22
	C	100–106	61	20	нет	нет	19
Краснозем (Западный Кавказ)	A	0–10	18	8	1	73	нет
	B1	25–35	9	7	1	83	нет
	B2	65–85	8	4	1	87	нет
	C	140–160	5	1	1	93	нет

Состав обменных катионов и емкость обмена разных почв

Следует обратить внимание на влияние подкисления верхних горизонтов подзолистых и ферраллитных почв (красноземов), а также бурых лесных (кислых),

болотных почв лесной и тундровой зон на состав обменных катионов. Также необходимо внести поправку в расхожее мнение, будто в почвенном поглощающем комплексе в дерново-подзолистых почвах отсутствует поглощенный натрий. Определения показали, что есть, натрий находится там в небольших количествах и нейтрализуется действием обменных водорода и алюминия.

Сумма поглощенных катионов – это то общее количество катионов, которое почва может адсорбировать на почвенной матрице. Она определяется свойствами почвенной матрицы, т.е. удельной поверхностью почвы (гранулометрическим составом), минеральным составом, особенностями активных центров. Главный фактор, определяющий сумму обменных катионов в почве – гранулометрический состав (табл. 15.3).

Таблица 15.3. Емкость катионного обмена в зависимости от гранулометрического состава почвы

Гранулометрический состав	Сумма обменных катионов, мэ/100 г
песок	2–3
супесь	3–6
легкий суглинок	6–12
средний суглинок	12–26
тяжелый суглинок и глины	32–60

Если в глинах преобладает каолинит, то емкость поглощения катионов уменьшается до 4–12 мэ/100 г почвы. При pH ниже 6 она остается более-менее постоянной, при повышении pH от 6 до 10 заметно повышается отрицательный заряд у глинистых минералов типа 1:1, 2:1, у органических коллоидов. В результате этого заметно возрастает емкость поглощения: для смектитов на 15–20 мэ/100 г, а для органических коллоидов – на 130 мэ/100 г. Для почв, по грубым оценкам, увеличение содержание ила на 1% приводит к увеличению емкости поглощения на 0,5 мэ/100 г, возрастание содержания гумуса на 1% увеличивает емкость поглощения на 2 мэ/100 г. Как было показано, состав поглощенных катионов зависит от типа почв. В аридных почвах отсутствуют обменные H^+ и Al^{3+}, а в почвах гумидных регионов почти нет обменного Na^+.

Поскольку один из механизмов поступления питательных элементов из почвы в растение связан с выделением корнями растений в почву H^+, в случае кислых почв этот механизм работает хуже, чем в почвах с высокой степенью насыщенности почвенного поглощающего комплекса Ca^{2+}, независимо от общего содержания обменного Ca^{2+}. Обменный комплекс почв регулирует pH почвы, включая pH почвенного раствора. В пределах данной экосистемы почвенная матрица постоянно восстанавливает состав и количество обменных катионов на поверхности матрицы.

Влияние обменных катионов на матричные свойства минералов

В состав обменных катионов входят катионы тяжелых металлов – Pb, Cd, Zn, Cu, Fe, Mn и др. Влияние обменных катионов на свойства почвы изучается много лет, однако некоторые молекулярные механизмы их воздействия остаются неясными до сих пор. От механизмов закрепления и трансформации зависит, например, токсичность мышьяка. Она определяется его валентностью, которая в почвенных

условиях может меняться. Следовательно, изменяя свое фазовое состояние, мышьяк может терять токсичность. Вхождение магния наряду с натрием в почвенный поглощающий комплекс солонцов – достоверный факт, но объяснения этому явлению не найдено. Казалось бы, согласно таблице химических элементов Д.И. Менделеева, магний по своим свойствам гораздо ближе к кальцию, чем к натрию. Однако Mg, как и Na, вызывает процессы образования солонцов (И.С. Кауричев, В.А. Ковда, Б.Г. Розанов), формируется столбчатая, призматическая, глыбистая или крупнооореховатая структура иллювиального горизонта при его большой плотности и высокой пептизирующей способности почв во влажном состоянии.

Тяжелые металлы, поступающие в почву, являются одними из сильнейших токсикантов и могут образовывать комплексные соединения, входить в состав обменных катионов или в форме водорастворимых солей мигрировать по почвенному профилю. Как показали Т.А. Зубкова и Л.О. Карпачевский, первым барьером в почве, встречающим все инородные тела и соединения, является почвенная матрица. Свойства матрицы определяют дальнейшее поведение загрязнителей в почве и тяжелых металлов, в том числе. Так, по данным У.Х. Смита, тяжелые металлы подавляют процесс нитрификации (особенно в кислых почвах), активность таких ферментов, как дегидрогеназа, уреаза, фосфотаза, амилаза, целлюлаза, инвертаза, ксиланаза, арилсульфатаза, β-глюкозидадаза и др. В результате подавления активности ферментов замедляется разложение органических веществ в почве, в том числе опада.

Разные виды обработки минеральной матрицы после насыщения катионами по-разному изменяют способность сорбировать воду (табл 15.4). Отмечаются различия в содержании воды во всех диапазонах влажности минералов. Часто эти различия не достоверны, но систематичны, что говорит в пользу реальности этих различий, что они не представляют собой простую вариацию данных (экспериментальный разброс). Использование отмывки для удаления избытка ионов показывает, что на почвенной матрице образуется солевая матрица, которая существенно влияет на водные свойства почвы (минералов). В некоторых случаях различия в содержании воды чрезвычайно велики.

Ионнообменный процесс

При насыщении минерала катионами из насыщенных растворов солей происходит замена обменных катионов исходного образца на катионы из раствора. Это обратимый процесс между минералом и раствором электролита. В водном растворе диссоциация ионогенных групп минерала дает ионную пару – «фиксированный ион», который ковалентно связан с каркасом минерала, и «противоион» который подвижен и может обмениваться на ионы одноименного заряда, поступающие из раствора насыщенных солей. Роль «противоионов» в минералах могут играть катионы изоморфных замещений и водород и катионы, замещающие водород в поверхностных гидроксильных группах, и катионы в межплоскостном пространстве минералов с расширяющейся решеткой. Число этих обменных «мест» лимитируется кристаллохимическими особенностями минерала, степенью выветривания, дисперсностью, кристалличностью, происхождением минерала.

Любой ионообменный процесс сопровождается побочными явлениями: комплексообразованием, переносом растворителя (воды), неэквивалентным обменом, окислительно-восстановительными реакциями.

Таблица 15.4. Средняя влажность (%) катион насыщенных форм минералов методом сорбционного равновесия (десорбция) с различными видами последующей обработки.

Минерал	Катионы	H_2O max	K_2SO_4	KCl	NaCl	$Ca(NO_3)_2$	$CaCl_2$	LiCl	H_2SO_4 min
Без обработки									
монтмориллонит	исход	38,01	31,67	20,81	–	12,39	11,75	7,26	0,42
	Zn	85,47	67,50	26,05	–	15,60	15,25	9,34	0,65
	Pb	17,11	16,14	12,55	–	7,09	6,84	4,54	1,14
	Ca	79,86	56,34	4,12	18,47	15,31	14,61	12,16	2,33
	Mg	96,70	79,59	35,84	4,58	21,11	19,96	16,02	3,60
	Na	86,42	1,86	30,32	23,14	8,98	17,62	10,12	0,68
каолинит	исход	24,37	16,80	4,23	–	2,67	2,19	1,82	0,44
	Zn	52,51	38,94	11,29	–	4,61	4,48	2,58	0,18
	Pb	10,84	8,29	2,85	–	1,58	1,51	1,10	0,37
	Ca	79,72	54,21	3,41	3,26	2,49	2,25	1,88	0,98
	Mg	78,16	65,38	25,07	15,08	12,10	10,74	8,37	2,04
	Na	84,69	3,40	4,41	13,19	2,23	1,59	1,02	0,22
кварц	исход	0,78	0,47	0,25	–	0,19	0,19	0,17	0,17
	Zn	13,88	8,88	2,20	–	0,97	0,94	0,58	0,11
	Pb	0,71	0,35	0,25	–	0,20	0,17	0,17	0,15
Промывание водой на фильтре									
монтмориллонит	Zn	30,72	27,67	20,57	17,83	17,24	12,78	10,44	1,00
	Pb	25,29	20,41	14,73	12,49	11,95	8,05	6,50	1,11
	Ca	77,95	59,51	23,08	18,15	17,30	11,80	9,60	1,57
	Mg	31,63	28,50	21,07	18,55	17,93	13,51	11,27	1,08
	Na	30,82	29,57	21,57	18,66	17,95	11,71	8,92	0,34
каолинит	Zn	13,68	9,58	3,68	2,76	2,55	1,71	1,37	0,28
	Pb	13,74	9,44	3,44	2,60	2,39	1,69	1,46	0,38
	Ca	14,10	9,64	3,70	2,77	2,56	1,84	1,5	0,34
	Mg	9,07	5,74	2,32	1,79	1,64	1,16	0,91	0,12
	Na	10,11	5,74	2,22	1,66	1,56	0,92	0,75	0,03
Диализ и сушка при 105°С									
монтмориллонит	исход	–	30,83	20,72	17,10	14,71	12,43	10,60	0,75
	Zn	–	29,32	20,78	–	12,14	11,22	10,42	1,98
	Pb	–	20,72	15,12	13,74	12,18	10,22	8,56	0,71
	Ca	–	30,08	21,63	-	13,59	12,82	12,08	1,89
	Mg	–	30,56	21,57	–	13,16	12,32	11,56	2,20
	Na	–	31,70	21,40	–	9,94	9,06	8,40	0,61
каолинит	исход	–	9,84	3,36	2,89	2,45	2,03	1,62	0,27
	Zn	–	10,32	3,66	3,08	2,60	2,12	1,66	0,18
	Pb	–	9,54	3,50	3,01	2,50	2,04	1,57	0,29
	Ca	–	5,76	2,05	1,75	1,48	1,22	0,98	0,23
	Mg	–	6,80	2,05	–	0,88	0,81	0,79	0,24
	Na	–	7,31	2,04	–	0,71	0,63	0,61	0,15

Примечание. Прочерк – нет данных.

Помимо удерживания катионов ионогенными функциональными группами минералов имеет место и дополнительное взаимодействие этих ионов с минеральной матрицей (межмолекулярные дисперсионные силы, водородная связь и механическое задерживание ионов, молекул в поровом пространстве, в трещинах, изломах). Эти соединения или ионы удерживаются слабыми дальнодействующими ван-дер-ваальсовыми силами на минеральной матрице и представляют слой физически адсорбированных ионов, молекул, частиц. Возможны различные типы физической адсорбции. Например, проявление дисперсионных межмолекулярных сил притяжения, которое зависит от величины поверхности любой химической природы (*неспецифическая физическая адсорбция*). Физическая адсорбция может быть вызвана электростатическими силами (взаимодействие между ионами, диполями или квадруполями), при этом адсорбция определяется химической природой молекул адсорбтива (*специфическая адсорбция*). Таким образом, по силе связи адсорбированных катионов с минералом выделяются 2 группы: хемосорбированные (сила связи десятки и сотни кДж/моль) и физически адсорбированные (сила связи порядка нескольких единиц кДж/моль и меньше).

Влияние на почву химически адсорбированных катионов

Адсорбционные свойства насыщенных катионами форм монтмориллонита, каолинита, кварца по отношению к воде отличались от свойств исходных образцов. Это характерно как для минимальной, так и максимальной адсорбции воды минералами. Изучение микростроения минералов, проведенное Г.В. Харитоновой с коллегами, показало, что диализованные после насыщения катионами образцы не отличались также и по поверхностным свойствам от исходных минеральных форм.

Влияние на почву физически адсорбированных катионов и солей

Если насыщенные катионами формы минералов не освобождать от физически адсорбированных катионов, то для Zn- и Mg-форм монтмориллонита и каолинита заметны существенные максимумы на кривой поглощения воды. Причем, эти пики сохраняются и при максимальной адсорбции. Особенно четко такая закономерность выражена у каолинита. Mg-каолинит (вместе со слоем физически адсорбированных хлоридов магния) удерживает воды в мономолекулярном слое в 8–10 раз больше, чем Na-каолинит, то есть гидрофильные свойства Mg-каолинита выше, чем Na-каолинита. Но при максимальной адсорбции воды (p/p_o=0,98) эта разница нивелируется.

Для монтмориллонита отмечены и другие особенности: так, Pb-форма снижает адсорбционную способность, а Na-форма ее увеличивает. Влияние кальция проявляется по-разному в зависимости от радиуса действия. На близких расстояниях действие физически закрепленного кальция ($CaCl_2$) почти не меняет водоудерживающую способность исходного минерала. Дальнодействующий эффект проявляется в повышенной адсорбции паров воды как для Ca-монтмориллонита (в 2 раза выше, чем в образцах без слоя физически адсорбированных атомов), так и для Ca-каолинита (в 6 раз больше). Аналогично ведет себя и Na в каолините. Он на близких расстояниях не изменяет минеральную матрицу (мономолекулярный слой воды), однако увеличивает максимальную адсорбционную способность каолинита почти в 10 раз по сравнению с образцами без слоя физически адсорбированных солей.

Влияние катионов на водоудерживающую способность минералов находится в соответствии с гидратационными свойствами насыщающих их катионов. Так, число гидратации и радиус сольватированного иона заметно больше у Zn и Mg (табл. 15.5) по сравнению с другими катионами.

Таблица 15.5. Радиусы ионов в бесконечно разбавленных водных растворах

Ион	Радиус сольватированого иона, Rs·10 (нм)	Радиус отдельного иона в кристалле, R·10 (нм)	Число гидратаци, h (число молекул воды)
Na^+	1,83	0,97	5
Mg^{2+}	3,46	0,65	12
Ca^{2+}	3,09	0,99	10
Sr^{2+}	3,09	1,13	10
Zn^{2+}	3,46	0,74	12

Таким образом, можно заключить, что катионы в обменных позициях минералов (варианты опытов с отмывкой физически адсорбированных форм катионов) почти не изменяют матричные свойства по отношению к воде или изменения недостоверны. По данным Г.В. Харитоновой, А.С. Манучарова и других, не меняется и количество обменных катионов после разных видов обработки насыщенных катионами минералов. Однако физически адсорбированные катионы (опыты без промывки водой и диализа) существенно изменяют матричные свойства минералов.

Из экспериментальных результатов следует, что слой физически адсорбированных ионов солей играет существенную роль в почвенных сорбционных процессах. Именно этот слой увеличивает водопоглотительную способность минералов. Так, максимальное количество поглощенной воды в 2 раза превышает исходное для Zn-форм минералов, в 3–4 раза для Ca-, Mg- и Na-форм, причем для каолинита эта величина возрастает в 10 раз. Свинец способствует снижению количества воды, удерживаемой монтмориллонитом и в меньшей степени каолинитом, что, вероятно, связано с его инертностью в химическом отношении.

Такое влияние катионов, находящихся в адсорбционном слое, на матричные свойства минерала скорее всего связано с их количеством: катионообменных позиций (соответственно и ионогенных групп) на минеральной матрице гораздо меньше, чем физически адсорбированных катионов. Если обменные участки связаны с кристаллохимическими особенностями минералов и могут составлять единицы и доли процентов от их удельной поверхности (Р. Андерсен), то физическая адсорбция имеет место на всей поверхности и часто не зависит от ее химической природы.

Это доказывают и результаты по содержанию поглощенных катионов в минералах отмытых и не отмытых от физически адсорбированных форм (табл. 15.6).

Количество цинка в Zn-монтмориллоните в 30–300 раз превышает его содержание в других формах минерала даже после многократного промывания водой насыщенных образцов. Свинца удерживается еще больше силами межмолекулярного взаимодействия: в Pb-монтмориллоните его 300–700 раз больше по сравнению с Ca-, Zn-, Mg-формами; в каолините – в 10–100 раз. Однако по содержанию катионов в обменных позициях минералов различия не достоверны (табл. 15.7).

Таблица 15.7. Состав обменных катионов монтмориллонита (по данным Г.В. Харитоновой, А.С. Манучарова и других)

Насыщающий катион	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	Zn^{2+}	Pb^{2+}	Сумма
	мг-экв/100 г воздушно-сухого вещества						
без насыщения	20,70	10,63	17,25	1,15	0,09	0	49,82
	24,37	12,37	4,53	2,67	0,08	0,01	44,03
Na^{+}	3,82	2,14	41,12	0,64	0	0	47,72
	3,09	0,43	30,27	0,59	0	0	35,11
Ca^{2+}	43,42	1,18	6,40	0,77	0	0	51,77
	41,05	1,55	4,46	0,92	0	0	47,98
Zn^{2+}	3,37	1,38	2,39	0,82	21,39	0,08	29,43
	1,73	3,14	4,86	1,06	19,78	0	30,57
Pb^{2+}	4,60	3,37	2,48	0,85	0,06	0,15	11,51
	9,76	5,20	1,95	1,00	0,12	0,11	18,14

Примечание. В числителе – содержание обменных катионов после насыщения образца соответствующей солью, в знаменателе – после диализа насыщенного образца.

В почве нередко наблюдаются повышенные содержания каких-либо катионов, то есть когда существуют условия для их физической адсорбции на почвенной матрице (солонцовые почвы, солончаковые, загрязненные тяжелыми металлами и др.). Как показали модельные эксперименты с минералами, именно слой физически адсорбированных ионов, то есть тот слой, который формируется при избытке в почвенном растворе каких-либо солей, а не катионы в обменных позициях минералов, количество которых строго регламентировано, существенно изменяют адсорбционную способность минеральной матрицы по отношению к воде. Изменение в 6–10 раз водо-адсорбционной способности почвы вызывает изменения почвенной структуры и многих ее физико-химических свойств. С позиций гидрофильности почвенной матрицы проясняется роль Mg-форм минералов в солонцеобразовании: Mg-каолинит обладает более высокой гидрофильностью, чем Na-каолинит, а Mg- и Na-формы монтморилонита различаются незначительно. Но это справедливо для форм минералов, насыщенных катионами, включая и слой физически адсорбированных солей. Однако все эти закономерности исчезают, если удалить физически адсорбированные вещества. Такой вариант почвообразования встречается в гумидной зоне с периодами проливных дождей. Следовательно, слой физически адсорбированных солей существенно изменяет водоудерживающую способность минеральной матрицы.

Присутствие физически адсорбированных катионов на почвенных частицах определяется не только избытком этих катионов в почве, но и развитой почвенной матрицей. Так, матрица площадью 100–130 $м^2/г$ предполагает наличие разнообразного по форме и размерам порового пространства, в котором могут задерживаться ионы, органические соединения, организмы. Почвы с неразвитой минеральной матрицей (песчаные, супесчаные) не могут удерживать в достаточном количестве вещества и ионы за счет физической адсорбции даже при их избытке в растворах. Вероятно, с этими явлениями связана относительная однородность супесчаных почв. Однако это не относится к тяжелым металлам. Так, Zn-кварц удерживает за счет физической адсорбции объем воды в 10 и более раз, превосходящий исходный образец кварца.

Тяжелые металлы как загрязнители, оказывают неоднозначное влияние на матричные свойства минералов. Свинец снижает водопоглотительную способность минералов, а цинк, напротив, увеличивает. Следовательно, в придорожных почвах, в которых аккумулируется свинец, следует ожидать снижения их водоудерживающей способности и уже только за счет этого изменения экологических функций.

Физически адсорбированные соединения существенно изменяют не только адсорбционные свойства минеральной матрицы, но и участвуют в миграционных процессах. Этот слой выполняет важные экологические функции в почве: определяет ее водоудерживающую способность, миграцию частиц. Адсорбционный слой окружает минеральную матрицу. Атомы в этом слое обладают некоторой подвижностью: частицы в нем сохраняют значительную свободу в передвижении по поверхности твердой частицы. Адсорбированная частица, достигнув матрицы, либо прочно закрепляется в данном центре (участке), либо мигрирует по поверхности почвенной частицы (поверхностная диффузия) и закрепляется где-либо в другом месте. Некоторые частицы, проблуждав по поверхности, отрываются от нее (десорбируются) и уходят обратно в поровое пространство. Наиболее вероятный процесс – не прямое попадание частиц из порового пространства на матрицу, а сначала в адсорбционный слой и блуждание в нем (О.Г. Козлова). Такой механизм адсорбции предполагает движение частиц вдоль матрицы, а не прямое их закрепление на ней. Они перемещаются вдоль матрицы, а адсорбционный слой представляет собой один из миграционных путей частиц в почве.

Влияние термообработки на адсорбцию воды минералами

Адсорбция воды на минералах – весьма сложный процесс, зависящий от многих составляющих, в том числе и от температурной обработки. В практике исследований образцы почвы часто подвергаются термообработке, в частности абсолютно-сухой образец соответствует высушиванию при 105°С. Как показали исследования Е.Г. Савченко, даже в воздушно-сухом состоянии в почве меняются многие свойства, в частности подвижность элементов питания.

Термообработка минералов показала, что сушка при 105°С приводит к изменению матричных свойств минералов: снижается величина мономолекулярного слоя воды. При 120°С наблюдается незначительное увеличение воды.

Вероятно, при просушивании минерального образца возможно разрушение водородных связей, образуемых прочносвязанной водой, которые служили дополнительными центрами адсорбции веществ и других слоев воды.

Итак, обменные катионы (Zn^{2+}, Pb^{2+}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}) в той или иной степени изменяют матричные свойства минералов по отношению к сорбированию воды.

Любое насыщение минералов катионами сопровождается формированием слоя физически сорбированных солей, ионов на минеральной матрице. Физически сорбированные катионы оказывают существенное влияние на матричные свойства минералов: максимальное количество поглощенной воды в 2 раза превышает исходное для Zn-форм всех минералов, включая кварц, в 3–4 раза для Ca-, Mg- и Na-форм, причем для каолинита эта величина возрастает в 10 раз. Pb способствует снижению сорбции паров воды монтмориллонитом и в меньшей степени каолинитом. В почвенных условиях именно этот слой физически сорбированных солей, ионов работает как новая матрица, что проявляется в изменении водоудерживающей способности минералов.

Термообработка минералов при 105°С приводит к уменьшению их гидрофильности.

Заключение

Свойства почвы зависят от состава обменных катионов. Они влияют на ее влагоемкость, устойчивость к поступлению в почву других катионов, агрегированность, капиллярный подъем воды (скорость и высоту) и т.п. Все эти свойства в различной степени определяют экологические функции почвы. В составе обменных катионов обычно содержится калий – один из главных питательных элементов для растений, а также и другие необходимые растениям катионы: кальций, магний и др. В то же время почвенный поглощающий комплекс может удерживать такие элементы, как стронций, кадмий и др., загрязняющие почвы в результате хозяйственной деятельности. В этом случае создается постоянная опасность загрязнения сельскохозяйственной продукции этими токсичными для организма человека элементами, особенно в случае загрязнения почвы радиоактивным изотопом стронция.

Литература

Андерсен Р. Экспериментальные методы исследования катализа. М.: Мир, 1972.

Арипов Э.А., Агзамходжаев А.А. Активные центры монтмориллонита и хемосорбция. Ташкент: Фан, 1983.

Вигнер Г. Избранные работы. Физико-химические исследования почв. М.: Сельхозгиз, 1941.

Витязев В.Г., Кауричев И.С., Рабий А. Влияние состава поглощенных катионов и анионов на удельную поверхность почв // Почвоведение. 1980. № 9. С. 34–41.

Дубровская Е.Ю. Профильное распределение суммы обменных катионов в донных отложениях Можайского водохранилища // Вестн. МГУ. Сер. почвоведение. 1992.4. С. 71–75.

Зубкова Т.А., Карпачевский Л.О. Матричная организация почв. М.: Русаки, 2001.

Козлова О.Г. Морфолого-генетический анализ кристаллов. М.: Изд-во МГУ, 1991.

Пинский Д.Л. Ионообменные процессы в почвах. Пущино. 1997.

Пинский Д.Л. К вопросу о механизмах ионообменной адсорбции тяжелых металлов почвами // Почвоведение. 1998. № 11. С. 1348–1355.

Поляков Ю.А., Иванов Д.Н., Зацепина Л.Н., Орлова Л.П. Влияние поглощенных катионов кобальта и меди на удельную поверхность некоторых почв и минералов // Почвоведение. 1977. № 11. С. 87–91.

Смит У.Х. Лес и атмосфера. М.: Прогресс, 1985.

Харитонова Г.В., Землянухин В.Н., Манучаров А.С., Черноморченко Н.И. Электронно-микроскопическое исследование монтмориллонита, насыщенного Pb^{2+} и Zn^{2+} // Почвоведение. 2002. № 9. С. 1054–1059.

Харитонова Г.В., Манучаров А.С., Черноморченко Н.И., Землянухин В.Н. Влияние обменных катионов Na^{+} и Mg^{2+} на поверхностные свойства глинистых минералов // Почвоведение. 2002. № 1. С. 87–92.

Глава 16
Кислотность почвы

Кислотность почв характеризуется прежде всего величиной pH. Различают pH водных растворов, почвенных суспензий, почвенных паст, pH почвы in situ, определяемая прямо в почве в природных условиях, pH почвенных солевых вытяжек (вытяжка 1 N KCl). По значениям pH водной суспензии почвы делят на кислые (pH ниже 5), слабокислые (pH 5–6), нейтральные (pH 7), щелочные (pH >8). Каждая из этих групп почв обладает своими особенностями, и приурочена к специфическим условиям. Так, все кислые почвы образуются в условиях промывного водного режима. Нейтральные и щелочные формируются в основном в аридных условиях. Нейтральные и слабокислые приурочены к условиям периодически промывного водного режима. Нейтральные и щелочные почвы могут образовываться и в условиях промывного водного режима на карбонатной почвообразующей породе или в местах выхода грунтовых вод, содержащих Ca (включая карбонат кальция) В последнем случае, как правило у основания террас, формируются отложения известкового туфа, подщелачивающего притеррасные почвы. В условиях застойного режима могут образоваться как кислые, так и щелочные почвы. Торфяники и другие болотные почвы относятся к кислым, у глеевых почв (в глеевых горизонтах) pH может возрастать, превращая почвы в слабокислые и даже нейтральные, солончаки относятся к щелочным почвам.

В зависимости от реакции среды меняется доступность для растений питательных веществ, меняется сам состав растений. В агроценозах урожай во многом зависит от кислотности почв: обычно наиболее благоприятны для сельскохозяйственных растений слабокислые почвы.

Ионы водорода и алюминия в почвах

Кислотность почв определяется в основном двумя катионами: водородом и алюминием. Щелочная реакция почв связана с гидроксилом.

Содержание катиона Al^{3+} обратно коррелирует с pH почвы и ее гумусированностью. В сильнокислых почвах (при pH <5) количество обменного Al^{3+} заметно возрастает. Почвенное органическое вещество (даже примешанный к почве торф) заметно снижает количество обменного Al^{3+}, сохраняя ту же зависимость от pH. Сорбированный почвой Al^{3+} находится в равновесном состоянии с таким же катионом в растворе. В растворе катион сильно гидратирован (его формула в действительности $Al(H_2O)_6^{3+}$) и легко гидролизуется: $Al^{3+} + H_2O = Al(OH)^{2+} + H^+$. Образовавшийся водород снижает pH и подкисляет почву. Специальный опыт показал, что внесенный в дерново-подзолистую почву в виде порошка $AlCl_3$ тут же превратился под влиянием почвенной воды в $Al(OH)_3$+3HCl. Поглощенный почвенной матрицей водород также определяет pH почвы. Источник обменного водорода – органическое вещество и некоторые глинистые минералы почв. В сильнокислых почвах с pH <5 обычно кислотность определяет алюминий,

в торфах и органогенных горизонтах – водород органических веществ. В умеренно кислых почвах (pH = 5–6,5) кислотность связана с алюминием и водородом. В этих почвах на почвенной матрице закреплен обменный Al^{3+}, а в растворе находятся разные гидроксиды Al. Они гидролизуются с выделением H^+.

$$Al(OH)^{2+} + H_2O = Al(OH)_2^+ + H^+$$

$$Al(OH)_2^+ + H_2O = Al(OH)_3 + H^+$$

Часть активных обменных центров на почвенной матрице может блокироваться гидроксидами железа и алюминия. При подкислении почв они растворяются и освобождают данные центры для обмена. Обменный водород в умеренно кислых почвах связан с органическим веществом, минералами с решеткой типа 1:1.

В нейтральных почвах и тем более щелочных обменный Al^{3+} отсутствует, гидроксиды алюминия выпадают в осадок, образуя гиббсит, до pH около 8 в почве может встречаться незначительное количество обменного H^+, но оно нейтрализуется обменными катионами Ca^{2+}, K^+, Mg^{2+}, Na^+. При pH > 8 в обменном комплексе почв заметно увеличивается содержание Na^+, составляющего до 30% и больше от состава катионов.

Сказанное можно резюмировать следующим общим положением: кислотность почв определяют водород и алюминий, нейтрализуют ее обменные катионы Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+.

Увеличение pH влечет за собой определенные изменения в почвенной матрице. Так, до pH 7–8 (в зависимости от типа субстрата: органогенные или минеральные горизонты) заметно уменьшается количество обменных Al^{3+} и H^+ (в % от суммы катионов), а с pH 6 резко возрастает доля катионов Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+. При этом при низких значений pH в почвах много "связанных" ионов Al^{3+} и H^+. Эти ионы обмениваются на другие катионы при pH >8. Наличие разных форм связи между почвенной матрицей, ионами алюминия и водорода обусловливает разные формы почвенной кислотности.

Формы почвенной кислотности

Активная кислотность почвы измеряется по содержанию H^+ в водных растворах. Однако это количество иона водорода составляет лишь малую его часть. Для нейтрализации этого количества при pH 4 требуется всего 2 кг $CaCO_3$ на га.

Обменная кислотность связана с обменными ионами алюминия и водорода. Обычно их вытесняют из почвы KCl или NaCl. Эту форму кислотности характеризуют значения pH в солевой вытяжке из почвы (1 N KCl). Расчет по этой кислотности показывает, что для ее нейтрализации необходимо в 100 раз больше извести, чем показывают расчеты по активной кислотности в водном почвенном растворе.

После нейтрализации активной и обменной кислотности почв на почвенной матрице сохраняются еще ионы алюминия и водорода, которые можно выделить из почвы при обработке ее раствором с более высокими значениями pH. На практике определяют сразу все количество ионов алюминия и водорода, называя эту величину гидролитической кислотностью. Свое название она получила из-за того, что для выделения всех форм ионов, отвечающих за почвенную кислотность, ис-

пользуют гидролитически щелочную соль уксуснокислого натрия. При титровании ею в почве образуется слабая уксусная кислота, в большей степени связывающая ион водорода, что способствует большему его поступлению в раствор из почвенной матрицы. Ион алюминия тоже вытесняется с активных центров почвенной матрицы, но при величине pH = 8,2, свойственной раствору ацетата натрия, он образует гиббсит и выпадает в осадок. Поэтому в растворе этого иона нет. Считают, что на практике одноразовая обработка почв не вытесняет все ионы обменных Al и H, поэтому для оценки степени насыщенности и дозы извести вводят коэффициент 1,75, на который умножают результаты одноразового титрования.

Для нейтрализации гидролитической кислотности необходимо извести уже в 1000 раз больше, чем для нейтрализации активной кислотности на песчаных почвах, и в 50000–100000 раз больше на глинистых.

Буферность почвы

Исследования показывают, что все почвы в той или иной степени противостоят изменению pH при воздействии на них реагентов. Эту способность противостоять изменению называют кислотно-основной буферностью почвы. Она оценивается по величинам pH почвы при добавлении порций кислоты или щелочи. Кривая изменения pH в зависимости от добавленных кислоты или щелочи дает наглядное представление о буферности почвы, позволяет оценить точку ее нейтрального заряда. Количество кислоты или щелочи, сдвигающее pH почвы на 1 единицу, называют буферной емкостью. Буферная емкость определяется обменным катионами (степенью насыщенности почвенного поглощающего комплекса), содержанием в почве гумуса, карбонатов, гранулометрическим составом. Следует отметить, что в разных диапазонах pH буферность почв различна: она меньше при pH <4,5 и >6,0. Алюминий и железо заметно влияют на буферность почв, при низких значениях pH блокируя активные центры почвенной матрицы и тем самым уменьшая емкость поглощения почв. Известкование таких почв заметно повышает емкость поглощения. Из почвенных компонентов наибольшую буферность имеют минералы типа 2:1, затем гумус, минералы типа 1:1 и наименьшую – гидроксиды алюминия и железа.

Почвообразование и pH

Почвенная кислотность определяется поступлением в почву органических и минеральных кислот при разложении органического вещества опада. Их взаимодействие с почвенной матрицей приводит к появлению обменных ионов алюминия и водорода. Обменный алюминий – основной обменный катион в кислых минеральных горизонтах почв, и его появление на матрице – итог воздействия органических веществ на решетку алюмосиликатов и гидроксида алюминия. По данным И.С. Кауричева и Е.М. Ноздруновой, значительная часть подвижного в почве алюминия, который перемещается с почвенными растворами, представлена органическими комплексами. При этом соединения алюминия могут иметь как положительный, так и отрицательный заряды (табл. 16.1) Уже говорилось, что подстилка и опад имеют часто более высокие значения pH, чем подстилающие их минеральные горизонты почв. Поэтому можно считать, что кислотность

почвы – результат почвообразовательного процесса, и она определяется климатическими условиями, типом горной почвообразующей породы и типом растений, произрастающих на этой почве.

В результате разложения органического вещества в почве в больших количествах циркулирует угольная кислота (H_2CO_3) и гидрокарбонатный ион (HCO_3^-). Если в почве достаточно много Са, то он нейтрализует угольную кислоту. В противном случае происходит подкисление почвы.

Подкисление почв в современных условиях связано также с выпадением "кислых дождей", которые приносят в почву соляную, серную, азотную кислоты. В небольших количествах эти кислоты могут образовываться и в естественных почвах при разложении органического вещества. но в этом случае они быстро нейтрализуются.

Таблица 16.1. Количество общего (1) и органического (2) Al в дерново-подзолистой почве, сорбированного в течение года ионитами хроматографических лизиметрических колонок, мг/м^2

Горизонт	Катионит КУ-2		Анионит ЭДЭ-10П		Сумма
	1	2	1	2	
Дубрава с липой волосистоосоковая					
AOA1	165	132	248	215	413
A2	211	192	145	42	356
A2B	260	260	465	336	715
Ельник с дубом волосистоосоковый					
AO	174	174	73	45	262
Липо-ельник осоково-мшистый					
AO	132	132	393	83	525
A2	131	131	145	42	276
A2B	103	103	140	38	243
Липо-ельник осоково-мшистый, хвощовая парцелла					
AO	91	91	173	128	264

Растения влияют на кислотность почв тремя путями. Первый, как сказано выше, – поступление в почву и разложение опада с образованием органических и минеральных кислот. Второй – обмен в почве катионов Са, К и др. на ион водорода, выделяемый корнями. В этом случае подкисление идет в ризосфере растений (в пределах 3 мм от поверхности сосущих корней). Третий механизм – изменение pH осадков, проникающих сквозь полог растений. Листья растений, так же, как эпифиты на поверхности стволов деревьев, могут поглощать и выделять К, Са и выделять в дождевые воды органические кислоты (табл. 16.2).

Среднее значение pH дождевых вод на открытом месте (окно в лесу) равно 6. Под пологом леса все породы деревьев несколько подкисляют осадки. Только береза иногда подщелачивает дождевые воды. При это концентрация Са и К в дождевых водах слабо коррелирует с pH. Аналогичные данные получены и для анионов (табл. 16.3).

Можно заметить, что поступление веществ у ствола в среднем превышает их поступление в межкроновом пространстве. Концентрация анионов в дождевых водах – того же порядка, что и катионов. При этом у стволов поступление всех веществ выше, а pH растворов ниже, чем на открытом месте.

Таблица 16.2. Изменение значений pH в дождевых водах под разными растениями в южной тайге (Московская обл.)

Объект	pH		Ca, мг/л		K, мг/л	
	1	2	1	2	1	2
осина	5,50–6,00	5,45–6,05	4–108	1–22	1–15	0–11
береза	3,50–6,40	5,12–6,40	2–28	1–38	0–34	0–32
дуб	5,20–5,45	5,35–5,60	1–36	1–24	1–14	0–17
ель	4,10–5,60	3,70–6,00	7–160	4–27	10–20	1–33
окно	5,90–6,00	–	1–46	–	0–2	–

Примечание. 1 – воды, стекающие по стволу; 2 – прошедшие сквозь крону; прочерк – нет данных.

Таблица 16.3. Изменение pH и концентрации ионов при прохождении дождевых вод через лесной полог, мг/л (по В.Н. Второвой)

Компонент	Луг	Ель		Сосна	
		1	2	1	2
pH	6,2–6,9	5,06–6,6	4,7–6,2	6,0–6,7	5,8–6,9
Ca^{2+}	0,4–2,8	2,2–13,2	3,8–11,6	2,8–6,4	3,0–10,6
K^{+}	1,2–1,9	2,7–24,9	0,8–37,8	3,5–12,9	3,9–29,0
HCO_3^{-}	0,1–0,2	0,5–3,8	1,9–4,2	0,5–1,9	0–3,8
SO_4^{2-}	0,1–0,2	0–2,8	1,4–3,8	0,4–1,4	0,5–2,1

Примечание. 1 – межкроновое пространство; 2 – около ствола дерева.

Перераспределение осадков под пологом леса, изменение их состава, наиболее заметное у ствола деревьев, приводит к изменению свойств верхних горизонтов почвы. В лесах южной, средней и северной тайги около ствола дерева pH заметно ниже, чем у почв, формирующихся в межкроновом пространстве. Такое явление наблюдается практически во всех лесах. Мало того, при нарушении почвы около стволов деревьев через некоторое время низкие значения pH снова восстанавливаются. Посадки деревьев на перепаханной почве также показали, что к 30–50 годам распределение pH в этих насаждениях полностью соответствуют естественному распределению pH в верхних горизонтах лесных почв (табл. 16.4, 16.5)

Пробы из почв брались по трансекте от ствола дерева до другого ствола. Точки 1 и 18 расположены у стволов. Именно в этих точках часто отмечаются наименьшие значения pH. Особенно это заметно у ели и сосны. Под краем кроны обычно отмечаются наибольшие значения pH в верхних слоях почвы. Иногда отмечаются более низкие значения pH около стволов деревьев до глубины 40 см. Поскольку дерново-подзолистая почва перепахивалась 100 лет назад при посадке деревьев, а затем в течение всего срока в почву ничего не вносили, то создавшаяся анизотропность отражает воздействие биогеоценотического (фитогенного, по А.А. Уранову) поля на почву.

С возникновением фитогенных полей связаны закономерные изменения свойств почвы от ствола дерева к границе кроны, в том числе изменения значений pH.

Эти результаты подтверждаются данными по аналогичным посадкам на супесчаных бурых лесных почвах также в южной тайге, Московская область.

Таблица 16.4. Изменение pH в суглинистых дерново-подзолистых почвах под ельником (1), сосняком (2), березняком (3)

№ точек	Глубина взятия образца, см														
	0–5			5–10			10–15			15–20			20–30		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
1	4,1	4,9	4,4	4,3	5,1	4,5	4,5	5,0	4,6	4,9	5,2	4,6	5,0	5,0	4,8
2	4,1	5,0	4,8	4,4	5,2	4,8	4,6	5,2	4,9	4,7	5,2	4,8	4,9	5,2	4,9
3	4,3	5,1	5,0	4,2	5,3	5,1	4,7	5,1	5,3	4,8	5,3	5,7	5,0	5,2	5,3
4	4,7	5,0	5,0	4,7	5,1	5,0	4,8	5,1	5,1	4,8	5,2	5,1	5,0	5,1	5,1
5	4,7	5,0	4,9	4,5	5,1	5,0	5,0	5,2	5,1	4,9	5,0	5,1	5,0	5,1	5,1
6	4,4	4,9	4,9	4,6	5,2	5,0	4,8	5,2	5,1	4,9	5,2	5,1	5,0	5,1	5,1
7	4,2	4,9	4,9	4,5	5,1	4,7	4,7	5,2	5,0	4,9	5,2	5,1	5,0	5,1	5,1
8	4,7	5,0	5,1	4,6	5,0	5,1	4,8	5,3	5,1	4,9	5,2	5,1	5,0	5,2	5,1
9	4,6	4,8	5,1	4,6	5,0	5,0	4,9	5,1	5,2	4,8	5,1	5,2	5,0	5,0	5,1
10	4,8	4,9	5,1	4,9	5,0	5,0	5,0	5,2	5,2	4,9	5,2	5,1	5,3	5,0	5,1
11	4,7	4,9	5,2	4,6	5,0	5,1	4,9	4,9	5,1	4,9	5,0	5,1	5,2	5,1	5,1
12	4,5	5,1	5,2	4,6	5,1	4,9	4,8	5,2	4,9	4,9	5,2	5,0	5,0	5,2	5,1
13	4,9	5,3	5,3	4,7	5,3	5,1	4,7	5,2	5,0	4,9	5,2	5,1	5,1	5,1	5,2
14	4,8	–	5,2	4,5		5,1	4,8		5,0	5,0	5,3	5,1	5,1		5,1
15	4,4	5,2	5,0	4,5	5,1	5,1	4,7	5,1	5,0	4,8	5,2	5,1	4,9	5,2	5,1
16	4,4	5,1	4,9	4,7	5,1	4,9	4,7	5,2	4,9	4,9	5,3	5,1	5,2	5,1	5,3
17	4,5	–	4,9	4,5	–	4,8	4,6	–	5,0	4,9	–	5,1	5,0	–	5,2
18	4,6	–	–	4,6	–	–	4,7	–	–	4,7	–	–	4,9	–	–

Примечание. Прочерк – нет данных

Таблица 16.5. Зависимость свойств супесчаных бурых лесных почв от позиции образца в искусственных посадках (Московская обл.)

Позиция	Глубина, см	pH	Гумус,%	Ca, мэ/100 г	Mg, мэ/100 г
ряд, сосняк с бересклетом	0–5	6,30	2,80	7,01	2,08
	5–10	6,72	2,18	5,88	2,71
то же, междурядье	0–5	6,68	3,59	5,73	4,20
	5–10	6,55	2,10	9,33	5,47
ряд, сосняк чистый	0–5	6,05	2,35	5,48	3,72
	5–10	6,02	1,45	5,17	2,52
то же, междурядье	0–5	5,93	2,89	10,95	4,95
	5–10	5,93	1,02	7,54	5,35
ряд, лиственница с бересклетом	0–5	6,57	2,92	6,61	1,11
	5–10	6,87	2,56	8,46	7,2
то же, междурядье	0–5	6,35	2,37	5,18	6,45
	5–10	6,35	2,31	10,17	3,44

На pH верхних гумусовых горизонтов почв активно влияют травяные растения. Так, на фоне влияния деревьев и подстилки отмечается, что под отдельными растениями значения pH заметно различаются, и их динамика в течение вегетационного периода разная (табл. 16.6).

Таблица 16.6. Динамика значений pH в горизорнте A1 под разным растениями

Растение	13.06	22.06	27.06	12.07	21.08	31.07
осока волосистая	4,4	5,2	4,9	4,3	4,3	4,1
голокучник Линнея	4,8	4,9	5,2	5,0	5,1	4,9
щитовник мужской	4,9	4,5	4,6	4,3	4,1	4,1

Заметно колеблется pH под растениями и по годам (табл. 16.7).

Таблица 16.7. Средние значения pH в горизонте A1 дерново-подзолистой почвы под разными растениями

Растение	1977	1978	1979	1980
щитовник мужской	5,00	4,75	4,93	4,37
голокучник Линнея	4,98	4,63	–	4,53
сныть обыкновенная	–	4,11	4,86	4,36
хвощ лесной	5,09	3,74	4,60	–
копытень европейский	5,52	4,50	4,79	4,78
живучка ползучая	5,05	4,77	4,68	4,66
костяника	4,71	4,50	4,53	–
кислица	4,79	4,48	4,58	4,45
осока волосистая	4,62	4,26	–	–

Примечание. Прочерк – нет данных.

Изменение pH почв связано также с локальным увлажнением. Например, при вывале деревьев образуется почвенно-ветровальный комплекс (ПВК), представ-

ляющий собой сочетание западины и бугорка. В западине, в таежной зоне обычно в первые годы существования ПВК наблюдается переувлажнение и даже застой воды. Почва бугра обычно хорошо дренируется. В западину может поступать дополнительная порция лесного опада, сдуваемая с бугра. Уже в первые годы, пока бугор формируется (первые 15 лет) в западине поселяются водоросли, мхи и начинается формирование гумусового горизонта. При этом в первую очередь действует переувлажнение почв, их оглеение, которое приводит к повышению значений pH. В результате уже через несколько лет pH верхних горизонтов этих почв заметно различается (табл. 16.8).

Таблица 16.8. Изменение свойств верхнего (0–5 см) слоя почв на почвенно-ветровальном комплексе

Возраст ПВК, лет	Гумус		pH	
	1	2	1	2
1–2	2,6	3,6	5,7	5,6
10–20	2,9	6,3	5,6	5,2
30–50	4,4	8,0	5,7	5,1
80–100	4,5	6,7	5,3	5,3
>100	9,2	6,9	5,2	5,2

Примечание. 1 – западина; 2 – бугор.

Длительное переувлажнение дерново-подзолистых почв в западине ветровального комплекса приводит к повышению значений pH верхнего слоя почвы, что характерно для оглеения, (табл. 16.9).

Таблица 16.9. Изменение значений pH в черноземе обыкновенном в течение суток, Хомутовская степь (по данным В.В. Снакина)

Срок	6 ч	9 ч	12 ч	15 ч	18 ч	21 ч
3–4. IV	6,99	6,81	6,60	6,63	6,71	6,97
10–13. V	6,85	6,82	6,83	6,79	6,71	6,97
25–27. VI	6,84	6,64	6,65	6,00	5,55	6,65
30.VII–3.VIII	6,52	6,54	6,48	6,58	6,42	6,64
19–21. XI	5,88	6,41	6,46	6,62	5,88	6,15

Если обменные катионы – водород и алюминий – вытеснены из почвенного поглощающего комплекса, то реакция почвы становится нейтральной или слабощелочной. В карбонатных почвах pH почв определяют карбонаты кальция и магния, имеющие pH 8,3.

Поглощенный почвой Na^+ создает щелочную реакцию среды, до pH = 10 и больше, что связано с образованием в почве соды. Обычно щелочная реакция среды характерна для солонцов и натриевых солончаков, она устойчива для аридных почв.

Несмотря на высокую буферность черноземов колебания pH отмечаются даже в суточном цикле и в этих почвах.

Экологическое значение pH

Таким образом, величина pH почвы определяется наличием обменных катионов. Низкие значения pH связаны с обменными катионами H^+, Al^{3+}, высокие – с Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+. На pH почвы влияют корневые выделения, состав и количество осадков, тип водного режима, характер растений, количество опада, близость почвы к стволу дерева. Следует отметить, что обычно растения подкисляют почву. Но есть виды растений, подщелачивающие почву, на которой они произрастают. К таким растениям относится саксаул. Произрастая в пустыни, он накапливает Na, который в конечном итоге поступает в почву. В результате около стволика саксаула образуются круги с почвой, обогащенной Na, и с щелочной реакцией. Экологическая роль pH определяется в первую очередь влиянием на питание растений, на доступность питательных веществ, на развитие в почве микроорганизмов. Так, грибы хорошо растут в диапазоне pH 4–9. Бактерии и актиномицеты резко уменьшают свою численность при pH < 5,5. При этих же значениях pH снижается в почвах содержание подвижных форм азота, Ca и Mg, P, K, S, Mo, B. При pH >8–8,5 снижается содержание подвижных соединений Ca, Mg, P, B, Fe, Mn ,Zn, Cu, Co. Содержание подвижных соединений последних 5-ти элементов заметно повышается при pH < 5,5.

При повышении pH от 4,8 до 6 заметно повышается длина корней хлопчатника (от 5 до 13 см). Вообще для высших растений достаточно близок дипазон pH, в котором они развиваются достаточно успешно (5,5–6,5). Но отмечаются и индивидуальные особености у отдельных видов растений (табл. 16.10).

Таблица 16.10. Оптимальные значения pH для разных групп растений

Растения	pH	Растения	pH
люцерна сладкий клевер спаржа	5,7–8	пшеница соя кукуруза овес Alsike клевер Crimson клевер рис томаты леспедеца табак рожь	4,5–7
столовая свекла сахарная свекла Cauliflower салат	5,4–8		
шпинат красный клвер бобы капуста белый клевер морковь	5,2–7,5		
		картофель овсяница	4,5–5,5
хлопчатник тимофеевка ячмень	4,5–7	голубика азалия рододендрон	4–5,2

Оптимальные значения pH вовсе не означают, что в реальных экосистемах растения лучше всего будут развиваться при этих значениях. Действие любого фактора зависит от воздействия других факторов и, в конечном итоге, влияет на конкуренцию растений в данной экосистеме. Именно поэтому значения pH под растениями одного вида так заметно варьирую по годам: в зависимости от усло-

вий года наиболее благоприятными (оптимальными) оказываются разные величины pH (см. табл. 16.6). Для сель.-хоз. растений часто применяют известкование как прием уменьшающий кислотность почв и увеличивающий запас доступных для растений питательных веществ, при этом ориентируются на слабокислую реакцию почв, а не на оптимальные значения pH почвы для разных растений.

Литература

Алиев Р.А., Гузев В.С., Звягинцев Д.Г. Влияние адсорбентов на оптимум pH каталазы // Вестник МГУ. Сер. биология, почвоведение. 1976. № 2. С. 67–70.

Геммерлинг В.В. О метаморфозе почвенных образований Дневник 12 съезда естествоиспытателей и врачей. СПб. 1910.

Заварзина А.Г., Демин В.В. Кислотно-основные свойства гуминовых кислот различного происхождения по данным потенциометрического титрования // Почвоведение. 1999. № 10. С. 1246–1254.

Каппен Г. Почвенная кислотность. М.: Изд-во колх. и совх. литературы, 1934. 392 с.

Литяева З.А., Куваева М.М., Тарасевич Ю.И., Марцин И.И. Исследование кислотности природных глинистых минералов // Укр. хим. журнал. 1974. Т. 40. № 2. С. 149–154.

Орлов Д.С. Химия почв. М.: Изд-во МГУ, 1992.

Позняк С.П., Гамкало М.З. Кислотно-основная буферность буроземов Украинских Карпат // Почвоведение. 2001. № 6. С. 660–669.

Чернов В.А. Природа кислотности красноземов и подзолистых почв. Доклады 5 Межд. конгресса почвоведов. М.: Изд-во АН СССР, 1954.

Чернов В.А., Беляева Н.И., Кислицына Л.П. Сравнение энергий адсорбции ионов водорода, трехвалентного алюминия, кальция и аммония на красноземе и черноземе // Почвоведение. 1952. № 6. С. 528–537.

Глава 17
Динамика химических свойств почвы

Как видно из предыдущих глав, химические свойства почвы включают ее валовый химический состав, ее твердой фазы, почвенного раствора, обменную способность, окислительно-восстановительные реакции и т.д. Можно сразу выделить более-менее стабильные химические свойства почвы, характеризующие ее как природное тело, и заведомо динамические свойства. К первым относят валовый состав почв. Наиболее динамичными свойствами можно признать содержание обменных катионов, доступных для растений питательных веществ, соединений, содержащихся в почвенном растворе.

Изменение валового состава почвы

Обсуждение динамики стабильных и относительно стабильных элементов почвы следует начать с ее валового состава. В основных своих чертах он унаследован от почвообразующей породы. Воздействие факторов почвообразования (климат, биота, время) приводят к определенным изменениям валового состава. Теоретически любое изменение почвенного раствора должно сопровождаться изменениями валового состава почвы, которые могут быть незначительными и не улавливаться нашими методами измерения, но, в конечном итоге, они накапливаются и становятся заметными. При реальной оценке изменения валового состава почвы судят обычно по косвенным признакам: отличию данного горизонта от горизонта С или комбинациям состава данного горизонта в пространстве, в зависимости от варьирования факторов почвообразования, приводящих к формированию структуры почвенного покрова. Предположив, что различия в действии фактора вызывает изменение валового состава почвы, оценивают его возможное время (характерное время). Обычно предполагают, что эти различия в составе вызваны определенными процессами (элювиальный, подзолистый, лессиваж, оглеение, оглинивание, ферралитизация и т.д.). Вынос Ca, Fe, Al, Si, растворимых солей, осаждение из растворов Fe, карбонатов Ca – вот далеко не полный список процессов, которые, по мнению многих исследователей, лежат в основе почвообразующих процессов. Но иногда само название процесса противоречит его сущности. Так, процесс ферраллитизации, по мнению ряда исследователей тропических и субтропических почв, определяется накоплением Fe и Al в результате выноса Si. Тогда можно было бы назвать этот процесс десиликацией, если считать, что оксиды и гидроксиды Fe и Al накапливаются в результате выноса Si.

Вынос веществ из почвы водою

Существует на первый взгляд более объективный метод оценки выноса из почвенной толщи различных веществ: лизиметрические исследования почв. В этом случае нисходящий ток воды должен приносить в приемники вещества, выноси-

мые из почвы. Однако сам принцип растворения веществ в почвенном растворе, константы их растворимости вносят заметные ограничения в эту простую схему.

Весной в северных гумидных регионах при большом напоре вода фильтруется сквозь почву и в этом случае вытесняет, выдавливает почвенный раствор из пор в более глубокие слои, в грунтовые воды. Такая же картина отмечается и в дождливые периоды в тропических почвах. Но как только напор воды уменьшается, и потенциал почвенной влаги становится заметно ниже – 30 кПа, вода в почве медленно стекает под воздействием гравитации, и почва успевает реагировать с раствором. Поэтому в каждом почвенном горизонте устанавливается квазиравновесное состояние между раствором и твердой фазой. Это равновесие приводит к тому, что оценка выноса веществ из почв затрудняется. Так, по данным И.Н. Скрынниковой, подтвержденных потом многими исследователями, содержание Са в почвенных растворах из гор. А1 и гор. В дерново-подзолистых почв больше, чем в гор. А2. Это, безусловно, не связано с поглощением Са твердой фазой почвы в гор. А2. Такое распределение Са просто отражает условия равновесия между раствором и твердой фазой в каждом горизонте почвы. Поэтому многие лизиметрические данные нельзя прямо использовать для оценки выноса веществ из почвы. Хотя данные показывают изменение концентрации почвенных растворов в течение года, но почвенные лизиметры в какой-то степени дренируют прилегающий к ним участок почвы, и поэтому количественные результаты, полученные по лизиметрам также являются недостаточно корректными.

От весны к осени в ксерофитно-лесном черноземе Молдавии концентрация раствора на глубине 10 см может меняться (H_2CO_3 – от 0,51 до 0,69 мг-экв/л). В течение одного года содержание угольной кислоты меняется от 0,85 до 0,59 мг-экв/л и от 1,48 до 0,07 мг-экв/л от осени одного года к весне другого (табл. 17.1, рис.. 17.1, 17.2).

На глубинах 35 см, 65 см и 100 см отмечаются такие же большие колебания в содержании HCO_3^-. аналогичные колебания характерны для ионов Ca^{2+} и Mg^{2+}. Их концентрация осенью может и увеличиваться, и уменьшаться по сравнению с весной. Изменение концентрации по годам говорит об изменении термодинамических условий в почве, что приводит к изменению состава раствора. Но даже усредненные данные показывают, что и весной, и осенью, например, содержание Si и Fe+Al выше в растворах из верхних горизонтов, чем на глубине 50 см и 100 см. Аналогично распределены растворимые Ca^{2+} и Mg^{2+} (максимум в горизонте А1, лишь в отдельных случаях максимум отмечается на глубине 100 см).

В почвах южной тайги связь состава лизиметрических вод с почвенным горизонтом еще отчетливее (табл. 17.2).

Заметна разница в концентрации почти всех элементов осенью и весной. Как правило, осенью концентрация элементов в лизиметрических водах выше. Близка концентрация Si по всем горизонтам всех почв, и при этом она заметно превосходит концентрацию Fe в тех же лизиметрах (в 3–10 раз). Если принять, исходя из этих данных, что Si выносится в 3–10 раз больше, чем Fe, то следовало бы ожидать накопления в почве Fe и Al, а не Si, как мы отмечаем в подзолистых почвах. Аналогичное противоречие отмечается и в ферраллитных почвах, где уже Al выносится (содержится в водах лизиметров) больше, чем Si.

Сравнение лизиметрических вод в разных почвах показывает, что Са в почвенном растворе черноземов больше, чем в дерново-подзолистой почве. Это очевид-

Таблица 17.1. Динамика состава лизиметрических вод ксерофитно-лесного чернозема (поляна), мг-экв/л (по данным З.А. Синкевич)

Год	Сезон	HCO_3^-	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^+
10 см						
1968	весна	0,60	0,15	0,36	0,80	0,03
1969	весна	0,75	0,03	0,61	0,22	0,03
	осень	0,75	0,07	0,79	0,59	0,04
1970	весна	0,51	0,09	0,55	0,35	0,03
	осень	0,69	0,01	0,77	0,27	0,03
1971	весна	0,85	0,38	1,10	0,08	0,03
	осень	0,59	0,04	0,86	0,09	0,05
1972	осень	0,60	0,05	0,61	0,35	0,13
1973	весна	0,88	0,02	0,83	0,82	-,03
1974	осень	1,48	0,04	0,19	2,99	0,05
1975	весна	0,7	0,02	0,25	0,47	0,08
	осень	0,85	0,04	0,79	1,29	0
1976	весна	0,78	0,03	0,60	1,24	0,03
35 см						
1969	весна	2,00	0,01	1,82	0,44	0,02
	осень	0,23	0,03	1,60	0,63	0,04
1970	весна	1,47	0,03	1,40	0,30	0,03
	осень	1,92	0,01	1,63	0,19	0,05
1971	осень	1,78	0,01	2,31	0,03	0,02
1972	осень	2,21	0,10	3,30	0,71	0,35
1973	весна	3,28	0,19	5,21	0,44	0,97
	осень	6,18	0,09	6,71	2,33	0,73
1975	осень	3,66	0,14	4,18	2,24	0,36
1976	осень	4,65	0,08	4,07	1,09	0,15
65 см						
1969	весна	4,36	0,01	3,81	0,48	0,04
1970	весна	2,93	0,01	2,51	0,44	0,01
1973	весна	1,72	0,05	1,46	0,40	0,22
	осень	6,42	0,02	5,24	1,16	0,26
1974	весна	1,72	0,05	1,46	0,40	0,22
100см						
1972	весна	4,32	0,75	4,95	2,42	0,10
1973	весна	0,75	0,06	0,50	0,39	0,24
	осень	1,94	0,02	2,39	0,52	0,10
1976	весна	1,35	0,06	1,31	0,62	0,09

ное противоречие заставляет искать более сложные механизмы выноса элементов водой, чем это представляется нам до сих пор.

Итак, результаты анализа лизиметрических почвенных вод нельзя считать доказательством выноса веществ, и они не могут служить прямым доказательством тренда в изменении валового состава почв.

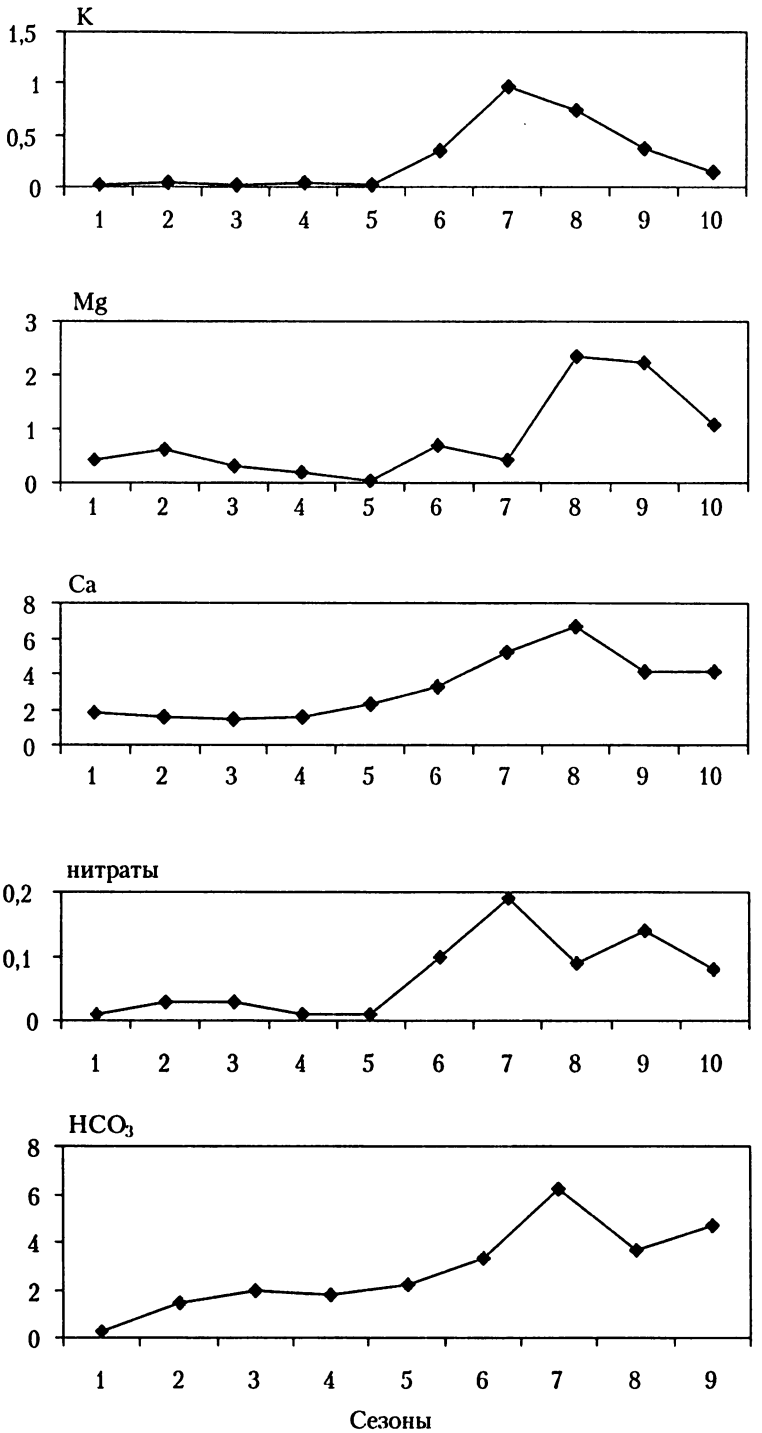

Рис. 17.1. Вынос веществ с лизиметрическими водами (мг/л): 1, 3, 7 – весна, остальные – осень

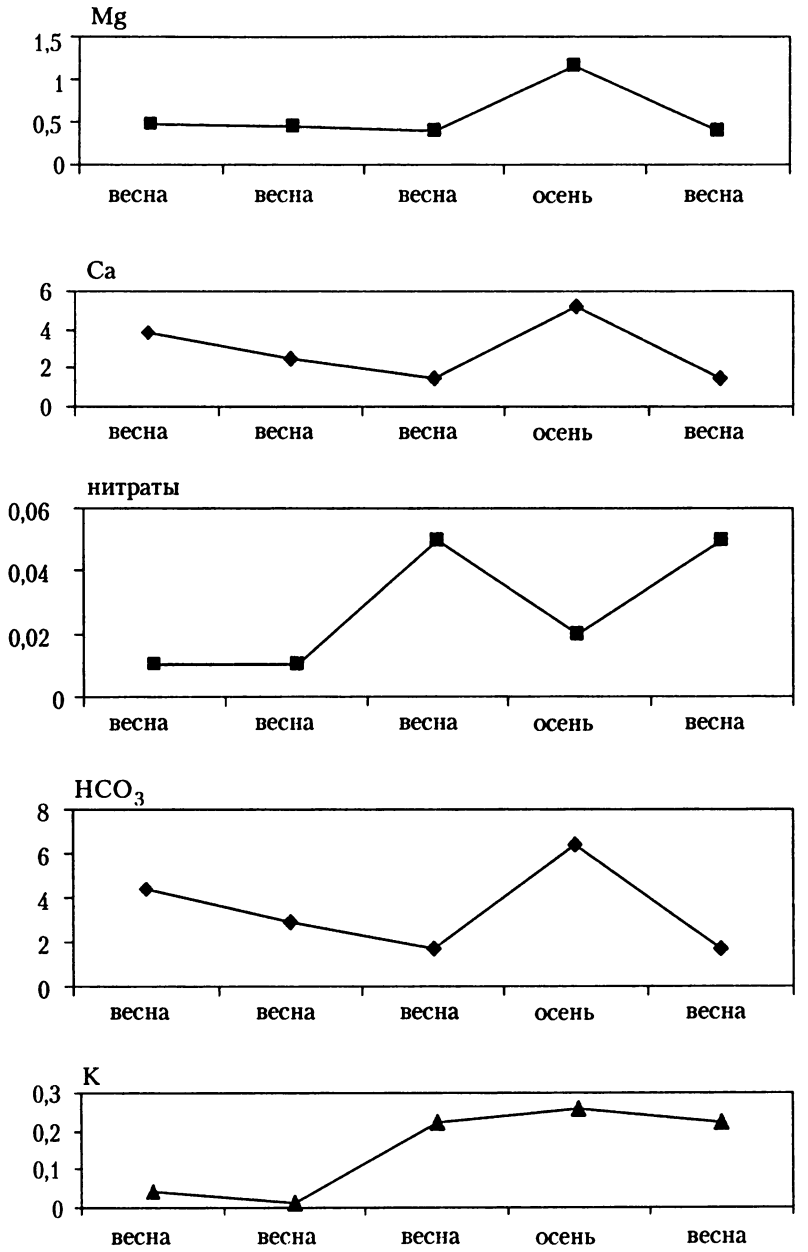

Рис. 17.2. Концентрация веществ в лизиметрических водах (мг/л)

Состав лизиметрических вод показывает его зависимость от состава почвенного горизонта, существует корреляция между содержанием, например, Ca в растворах и его количеством в почвенном поглощающем комплексе. Следовательно, состав лизиметрических вод не позволяет достоверно решить вопрос о возможных изменениях валового состава, об изменении его в результате массопереноса. Безусловно, изменения валового состава естественным путем – длительный про-

Таблица 17.2. Содержание веществ в лизиметрических водах дерново-подзолистой почвы южной тайги, мг/л (по данным Н.Е. Первовой)

Годы	Сезон	C	pH	Ca	Si	Fe
0–4 см						
1972	весна	23	5,4	16	4	0,34
	осень	65	5,4	17	7	0,62
1973	весна	32	4,6	8	2	0,58
	осень	10	4,9	24	3	0,45
1974	весна	41	4,8	24	5	0,42
	осень	21	4,7	33	10	0,74
1975	весна	137	5,3	13	2	1,20
	осень	–	4,9	19	5	1,68
1976	весна	84	–	13	3	0,76
	осень	95	–	14	7	0,73
35 см						
1972	весна	12	5,3	7	5	0,56
	осень	30	–	–	–	–
1973	весна	–	4,5	5	3	0,90
	осень	5	–	–	–	–
1974	весна	20	5,0	11	8	–
	осень	13	4,5	13	10	1,25
1975	весна	25	4,7	8	5	1,42
	осень	–	5,0	15	7	1,80
1976	весна	32	–	8	4	1,10
	осень	35	–	8	5	0,60

Примечание. Прочерк – нет данных.

цесс, если не считать приноса и сноса почвенного материала и педотурбаций, перемешивания почв.

Оценка изменения валового состава почвы по различиям в генетических горизонтах

Существует еще одно препятствие для оценки изменений валового состава почвы при сравнении его с валовым составом породы – это исходная геологическая слоистость профиля почв.

Доказательством этой слоистости может служить слоистость лессов, различия в валовом составе в профиле бурых лесных почв, прямая идентификация слоев в профиле разных почв. В частности, почвенный разрез в пос. Малинки, Московская обл, вскрыл чередование разных по происхождению слоев в пределах профиля. При этом иногда одно геологическое образование замещает другое. Сразу под подзолистым горизонтом легкосуглинистого состава залегает тяжелый суглинок буровато-сероватого цвета, который замещается клином из красно-бурого опесчаненного тяжелого суглинка. Ниже расположен гор. B2, который подстилается резко отличающимся слоем D1, ниже которого

залегает слой D2. В этих почвах все расчеты выноса и привноса затруднены, так как нет исходной, не затронутой современными процессами, почвообразующей породы.

Особенно четко сложность, а иногда и ошибочность таких расчетов заметны по данным А.А. Роде. Принимая профили подзолистых почв ЦЛГЗ за исходно однородную толщу, он на основании элювиально-аккумулятивных коэффициентов (выносу веществ по сравнению с эталоном-кварцем) полагал, что на формирование подзолистого профиля потребовалось 10000 лет. Однако два возражения против этой гипотезы сводят на нет все расчеты. Во-первых, профиль почв ЦЛГЗ, послуживший моделью для расчета выноса веществ и формирования подзолистого горизонта, явно состоит из нескольких (даже не 2-х) слоев (Л.О. Карпачевский с соавторами). Во-вторых, по данным палеогеографических исследований, гранулометрическая дифференциация почв отмечалась уже 6 тыс. лет назад (В.О. Таргульян и А.Л. Александровский). Следовательно, расчет А.А. Роде не отражает истинного положения, не свидетельствует в пользу 10000-летнего процесса дифференциации валового состава почв.

Оценка изменения валового состава почвы в модельных опытах

Для оценки скорости и направления в изменении валового состава почвы обычно используются результаты модельных опытов и натурные наблюдения. Лабораторные опыты заключаются в воздействии на породы различных растворов (гумусовых веществ, разных кислот, солей и т.д.).

Первый такой опыт провел еще в XIX в. П.А. Костычев. Затем такие опыты проводили многие исследователи, в частности, Л.А. Матвеева, Е.И. Соколова, З.А. Рождественская.

По их данным, фульвокислоты из подзолистых и красноземных почв содержат Si, Al, Fe, Na, K, что свидетельствует об их разрушающем действии (табл.17.3, 17.4).

Таблица 17.3. Содержание компонентов в растворах фульвокислот (ФК) из горизонта А1 двух почв при их действии в течение суток на минералы, мг/л

Минерал	ФК из почвы			
	подзолистой		краснозема	
	SiO_2	Al_2O_3	SiO_2	Al_2O_3
биотит	14,0	17,0	12,4	10,0
альбит	9,2	18,0	9,6	19,6
каолинит	3,5	0,05	н/о	н/о

Таблица 17.4. Содержание минеральных компонентов в 0,005 N растворах фульвокислот, мг/л

Почва	Горизонт	pH	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	% золы
подзол.	A1	2,6	3,0	3,0	1,3	2,0
то же	Bh	2,7	6,3	6,5	0,9	2,4
краснозем	A1	2,6	3,8	1,5	0,6	1,08

Опыты Л.А. Матвеевой с коллегами показали, что при воздействии фульвокислот на разные минералы (биотит, альбит и др.) из них выщелачиваются отдельные компоненты.

При этом их количество не обязательно совпадает с теми процессами (подзолистым и красноземным), которые приписывают этим почвам. Так, при воздействии фульвокислот в течение 1 суток содержание SiO_2 и Al_2O_3 почти равно для биотита, Al_2O_3 выносится больше из альбита и меньше из каолинита.

Эти данные заставляют осторожно интерпретировать результаты модельных опытов в лабораторных условиях.

Более реально природные процессы отражает поведение валового состава субстратов отвалов.

Изменение химического состава отвалов при почвообразовании

Суглинок отвала Курской магнитной аномалии (слой 0–10 см), по данным А.И. Стифеева, при вскрытии содержал 76,01% SiO_2. Через 5 лет в суглинке количество SiO_2 равнялось 76,09%, через 25 лет – 78,60%. В глина келловея, соответственно, через 5 лет изменилось содержание SiO_2 от 65,83% до 64,70%, до 66,20% через 10 лет и до 66.83% через 15 лет (табл.17.5). Соответственно, уменьшилось валовое содержание Al_2O_3, Fe_2O_3, при этом, казалось бы, вполне закономерные цифры нарушают данные по CaO и MgO. Содержание MgO практически постоянно, а количество CaO то увеличивается, то уменьшается. Отмечается тенденция к увеличению содержания SiO_2 и уменьшения – Al_2O_3 и CaO в меловых отложениях, вышедших на поверхность и занятые люцерной, акацией и т.д. (см. табл. 17.5).

Таблица 17.5. Валовой состав вскрышных пород КМА на отвалах разного возраста, % на прокаленную навеску (по данным А.И. Стифеева)

Порода	Место отбора, возраст отвалов, лет	Глубина, м	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO
суглинок	карьер, при вскрытии	0–10	76,01	10,98	3,67	2,60	1,11
	5	0–10	76,69	10,12	2,80	4,24	1,11
	5	10–20	76,07	10,26	2,99	4,30	1,17
	25	0–10	78,66	10,02	2,66	2,49	1,17
	25	10–20	79,02	10.04	2,72	2,82	1,27
глина	карьер, при вскрытии	0–10	65,83	12,60	4,52	6,83	1,99
	5	0–10	64,70	12,70	4,24	5,73	1,24
	5	10–20	66,70	12,25	4,77	6,50	1,26
	10	0–10	66,20	12,20	4,22	6,90	1,49
	10	10–20	66,00	12,90	4,70	6,73	1,43
	15	0–10	66,83	12,72	4,76	6,02	1,27
	15	10–20	66,60	12,97	3,97	6,04	1,07
мел	карьер, при вскрытии:	0–10	43,26	7,95	2,79	40,38	0,64
	под черноземом	0–10	43,47	7,84	2,69	40,40	0,69
	под акацией	0–10	44,34	7,59	2,59	40,25	0,36
	под люцерной, 5	0–10	45,30	6,19	2,89	39,27	0,36
	под люцерной, 5	10–20	44,90	6,25	2,34	40,09	0,31
	микроповышение	0–10	45,10	6,69	3,58	39,08	1,29

Важным доказательством того, что валовой состав породы изменяется в процессе почвообразования, могут быть результаты лизиметрических опытов с насыпным материалом. В частности, такие лизиметры были заложены В.Р. Вильямсом в ТСХА, где субстратом послужил лессовидный суглинок (табл. 17.6).

При анализе субстрата после 30-летнего воздействия на него растений было установлено, что под разными растениями изменения материала не одинаковы. Главные достоверные изменения субстрата связаны с такими свойствами, как увеличение гумусированности (особенно в слоях 0–5см и 5–15 см), гидролитической кислотности под дубом и елью, сумма поглощенных катионов, содержание обменного Al. На первый взгляд убедительны изменения в содержании ила: во всех лизиметрах почвы обогащены илом по сравнению с исходной породой. Но достоверному заключению о таком увеличении мешает варьирование в содержании ила у исходного лессовидного суглинка (15,3–24,6%). При этом если принять, что увеличение ила в почве под смешанным лесом и елью на глубине 15–35 см достоверно, то сразу встанет вопрос о причинах этого увеличения. Вынос ила из верхнего горизонта не балансируется. Остается лишь внутрипочвенное выветривание на этой глубине. Но в этом случае (внутрипочвенное выветривание) валовой состав не должен существенно изменяться, так как основная масса элементов лишь перераспределяется между фракциями гранулометрического состава. Однако содержание ила обратно коррелирует с содержанием в почве SiO_2, что свидетельствует или о выносе продуктов выветривания, либо об исходной неоднородности субстрата. Приходится сделать вывод в пользу последнего предположения, так как следов перемещения ни ила, ни продуктов выветривания в почвах не обнаружено.

Из элементов, определяющих валовой состав почв, достоверно накапливаются C, N, S. Это видно из данных И.С. Кауричева и др. При этом отмечается, что накопление гумуса достоверно лишь для слоя 0–15 см, ниже – накопление в пределах ошибки. Исходя из продолжительности опыта, можно заключить, что средняя скорость накопления гумуса под дубом составляет 0,21%, под смешанным лесом – 0,12%, под елью – 0,22% (в год). В слое 5–15 см эта скорость на порядок ниже: 0,01% C в год.

Изменение валового состава почвы при оглеении

Наиболее вероятно обнаружить изменение валового состава почвы при оглеении.

Специальный модельный опыт, проведенный Ф.Р. Зайдельманом, показал, что застойный режим приводит в первую очередь к восстановлению железа (табл. 17.7).

Все остальные изменения недостоверны. Фактически не меняется даже содержание всех катионов (5,27% и 5,12%). Но если на застойный период наложить промывной (сбрасывая через 10 дней раствор), то отмечается заметная потеря Fe, Al, Ca, особенно карбонатов, Mg. Очевидно, именно эти соединения образуют комплексы с органическим веществом, добавленным в опыте в породу, и в виде истинных растворов они могут удаляться из почвы, меняя достаточно быстро ее валовой состав. Обращает на себя внимание факт еще более интенсивного перевода Fe^{3+} в Fe^{2+} в условиях застойно-промывного режима. Это, возможно, связано с постоянным нарушением химического равновесия между формами Fe при промывном режиме (сливе раствора).

Таблица 17.6. Изменение лессовидного суглинка (1) под воздействием растений за 30 лет (по данным И.С. Кауричева)

Вариант, растение,	Глубина, см	Гумус, %	pHc	Гидролит кисл. мг/100г	Ca	Mg	ЕКО	Al	SiO_2, %	R_2O_3, %	Нл, %
1	до опыта	0,18	4,2	3,9	н/о	н/о	9,6	7,6	–	–	15,3
Дуб	2–5	6,28	4,4	12,3	6,3	1,4	4,9	9,8	82,3	13,1	20,3
	5–10	0,57	3,7	8,7	3,4	1,6	7,7	23,8	83,9	12,2	20,9
	10–15	0,45	3,6	8,7	3,2	1,4	4,6	35,2	84,4	12,1	20,8
	15–25	0,28	3,6	7,8	3,5	1,2	4,7	28,1	–	–	20,3
	25–35	0,25	3,8	6,5	4,2	1,4	5,6	22,1	–	–	–
	35–45	0,15	3,8	4,7	4,6	1,1	5,6	12,0	84,1	11,7	20,7
1	до опыта	0,18	4,2	4,2	–	–	9,8	6,9	–	–	15,3
лес смешанный	0–5	3,84	5,6	3,8	8,3	2,5	10,8	1,2	83,2	12,1	19,4
	5–15	0,61	5,7	1,1	6,7	3,7	10,4	0,2	82,8	12,7	22,9
	15–25	0,28	6,0	0,7	7,7	3,5	11,2	0,2	77,5	16,9	25,0
	25–35	0,20	6,0	0,5	8,6	2,8	11, 4	0,2	–	–	24,9
	35–48	0,06	6,2	0,5	8,2	2,8	11,0	0,2	78,2	15,5	23,0
1	до опыта	–	6,0	0,7	6,3	2,6	8,9	сл.	78,9	13,2	24,6
Ель	2–4	6,86	3,8	18,0	12,5	3,5	16,0	6,4	80,6	14,1	24,6
	4–14	0,93	4,4	4,6	6,3	2,3	8,5	1,1	78,1	16,3	24,1
	14–26	0,33	5,0	2,2	7,0	3,0	10,0	0,5	78,1	16,0	26,6
	27–35	0,17	5,5	1,4	6,8	3,0	9,8	0,5	–	–	29,4
	35–72	0,15	6,4	1,1	6,0	3,0	8,9	0,2	–	–	–
	72–99	0,12	6,7	0,7	6,3	2,5	8,8	сл.	78,9	13,2	24,6

Примечание. Прочерк – нет данных; Ca, Mg, Al, ЭКО – в мг-экв/100 г

Таблица 17.7. Валовой состав пород (слой 0,3–4,0 см) при 2-летнем оглеении (по данным Ф.Р. Зайдельмана)

Порода	W	SiO_2	Fe_2O_3	FeO	Al_2O_3	P_2O_5	TiO_2	MnO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	SO_3
1	к	78,07	3,70	0,60	10,89	0,05	0,61	0,07	1,10	1,42	2,20	0,90	0,50
“	з	78,91	2,61	0,90	10,87	0,05	0,53	0,06	1,11	0,81	2,20	0,80	0,46
“	з-п	79,05	0,91	1,68	9,48	0,06	0,55	0,01	0,96	0,65	2,43	0,86	0,22
2	к	80,19	3,60	0,50	9,37	0,04	0,31	0,05	0,73	3,43	2,00	0,76	0,74
“	з	79,91	3,00	0,83	9,31	0,05	0,31	0,04	0,70	2,54	1,69	0,64	0,71
“	з-п	82,66	1,54	1,39	8,22	0,06	0,28	0,01	0,66	1,47	1,83	0,72	0,58
3	к	93,99	0,83	0,07	2,70	0,02	0,11	0,01	0,41	0,51	0,81	0,37	0,42
“	з	94,24	0,48	0,29	2,32	0,02	0,08	сл.	0,33	0,11	0,79	0,37	0,21
“	з-п	95,75	0,18	0,29	1,81	0,02	0,05	0	0,25	0,09	0,57	0,27	0

Примечание. 1 – лессовидный суглинок; 2 – моренный карбонатный суглинок; 3 – флювио-гляциальный песок; W – увлажнение: к – контроль, з – застойный, з-п – застойно-промывной (с дренажом) водные режимы; в образцах кроме CaO содержится $CaCO_3$: в контроле – 5,27%, в з – 5,12%, в з-п – 1,44%.

Накопление гумуса в почве

Данные по накоплению гумуса в почве (валового С) дают исследования отвалов при их включении в экосистемы. Так, по данным А.И. Стифеева (табл. 17.8), содержание в отвалах КМА гумуса и азота заметно увеличивается с возрастом почвы (БГЦ). Изменяются и другие показатели.

Таблица 17.8. Химические свойства разного возраста отвалов вскрышных пород

Порода	Место отбора	Возраст, лет	Глубина, см	Гумус, %	Азот, %	pH	Гидр. кис. мг/100 г	P_2O_5, мг/100 г подвижный	K_2O, мг/100 г подвижный
лессовидный суглинок	карьер	при вскрытии	0–10	0,35	0,03	6,6	3,23	2	11
		10	0–10	0,89	0,06	6,7	3,23	2	11
		10	0–20	0,31	0,03	6,1	2,16	2	10
		20	0–10	1,88	0,12	5,7	2,16	3	11
		20	10–20	0,64	0,05	5,6	3,20	2	12
		25	0–10	2,84	0,13	6,6	3,10	3	13
		25	10–20	0,87	0,06	6,9	3,20	2	11
глина келловея	карьер	при вскрытии	0–10	2,67	0,03	6,6	3,70	сл.	50
		5	0–10	2,69	0,03	6,7	4,10	2	47
		5	10–20	2,61	0,03	6,7	5,00	сл.	45
		10	0–10	2,65	0,03	6,6	3,80	сл.	45
		10	10–20	2,57	0,03	6,6	4,31	сл.	49
		15	0–10	2,80	0,03	6,7	3,35	1	50
		15	10–20	2,67	0,03	6,7	2,35	сл.	46
мел	карьер	при вскрытии	0–10	0,56	0,05	7,0	2,20	1	6
	под люцерной	5	0–10	1,47	0,11	6,9	3,00	1	7
		5	10–20	0,61	0,06	7,0	2,90	1	7
	под акацией	5	0–10	1,31	0,09	7,0	2,90	1	7
		5	10–20	0,56	0,05	7,1	3,20	1	7
		40	0–10	3,01	0,24	6,9	2,16	1	8
		40	10–20	0,64	0,06	7,0	2,64	1	8

В лессовидном суглинке за 25 лет количество органического вещества возросло с 0,5% до 3,0 со средней скоростью 0,15% органического вещества в год в слое 0–10 см и почти сравнялось с количеством гумуса в зональной серой лесной почве. В слое 10–20 см содержание органического вещества за то же время увеличилось лишь до 1%, что в 2 раза меньше зонального содержания гумуса. Следовательно, можно ожидать, что количество гумуса в этом слое сравняется с зональным не мене, чем за 50 лет, а возраст этого гумуса будет равен возрасту его в слое 0–10 см или меньше.

Келловейская глина исходно богаче органическим веществом (2,5%). За 15 лет количество гумуса возросло с 2,5% до 3%, скорость увеличения – 0,03% в год. Накопление гумуса в слое 0–10 и 10–20 см было одинаково.

В меловых отложениях при исходном содержании органического вещества 0,5% за 25 лет в слое 0–10 см его количество возросло до 2,7% (скорость накопления – 0,09% в год). В слое 10–20 см скорость накопления меньше – 0,01% в год и через 25 лет в нем содержалось лишь 0,8% органического вещества.

Аналогичная картина отмечена и для экосистем, где нарушение почвенного покрова и вынос на поверхность безгумусного или малогумусного материала связан с естественными причинами. Так, выброс крота через год после поступления на поверхность дерново-подзолистой почвы (дубо-ельник волосистоосоковый) содержал в слое 0–6 см 0,76% С, в слое 6–12 см – 1,12%. Через 4–5 лет количество С составляло, соответственно, 0,87% в слое 0–5 см, 0,42 в слое 5–9 см и 0,97 в слое 10–13 см. Через 7–9 лет в слое 0–1 см содержание С исчислялось 4,1%, в слое 1–9 см – 0,8%, в слое 9–13 см –0,79%. Через 15–17 лет в слое 0–7 см содержалось 4,04% С, в слое 7–11 см – 1,23%. За это же время в погребенном выбросом горизонте А1 содержание С упало с 3,27% до 2,15% (5-й год), 1,84% (9-й год) и 1,33% (17-й год). Разложение гумуса шло со скоростью 0,12% в год. В погребенном горизонте А1А2 содержание С падает за 17 лет с 0,66% до 0,39% со скоростью 0,015% в год.

Сравнение разных горных пород (мел, алеврит, песок) показало, что в отвалах мела (Курск) содержание С через 3 года составляло 0,25%, через 20 лет – 0,59%, в песке, соответственно, 0,07 и 0,38%, в алевритах юры 0,27 и 0,56%. Песок по накоплению органического углерода заметно отстает от мела и алеврита.

Итак, скорость накопления гумуса при создании БГЦ измеряется сотыми долями процента, в уже сформировавшемся БГЦ накопление гумуса в отложениях идет быстрее на порядок (0,12% С в год). Но в обоих случаях существует предел накопления С, связанный с зональными условиями, особенностями БГЦ, типом почвообразующей породы.

Об изменении гумусированности почв в течение длительного периода свидетельствуют многолетние опыты Ротамстедтской станции (табл. 17.9).

Таблица 17.9. Запасы питательных веществ в бурых почвах Ротамстедтской станции, т/га

Дата	Угодие	Глубина, см	Сорг	Nорг	Sобш	Sорг	Робщ	Рорг
X 1881	пашня	0–23	26,3	2,93	0,52	0,48	1,89	0,72
		0–69	58,0	73,0	1,13	1,00	4,71	2,10
		0–23	29,7	3,24	0,58	0,52	1,84	0,76
		0–69	63,0	7,60	1,28	1,11	4,91	2,21
III 1904	кусты	0–24	38,6	4,1	0,62	0,57	1,86	0,85
		0–71	73,0	9,60	1,32	1,19	5,36	2,52
XI 964	кусты	0–28	71,8	6,86	1,10	1,04	2,23	1,20
		0–76	109,0	11,86	1,84	1,67	5,65	3,02
	лес	0–29	69,4	6,60	1,11	1,04	2,38	1,17
		0–76	110,0	11,60	2,06	1,88	6,00	2,99

При восстановлении естественного растительного покрова на пашне заметно возросли запасы гумуса в слое 0–23 см. Ниже запасы гумуса практически не изменились. Скорость накопления гумуса в гор. А1 бурой почвы Ротамстедта с 1881 по 1904 гг. составляла 0,15 т/га год, с 1904 по 1964 (лес) – 0,5 т/га год.

Итак, в многочисленных циклах достаточно одной смены БГЦ, чтобы запасы гумуса в верхнем слое изменились. Но обращает на себя внимание постоянство запасов гумуса в более глубоком слое (23–76 см). Разница в глубинах в табл. 17.9 связана с изменением плотности почв под влиянием кустарников и леса.

Изменение содержания гумуса в течение сезона

В течение сезона содержание гумуса в слое А1 может изменяться. Обычно к концу лета (август), по данным М. И. Дергачевой, формируется наиболее стабильное гумусовое состояние почвы. Содержание гумуса в почве в летние месяцы может снижаться на 0,01% от массы почвы, иногда больше.

По данным Б.Н. Золотаревой, в дерново-подзолистых, серых лесных почвах и черноземах содержание гумуса варьирует как в течение года, так и в многолетних циклах. В пахотных почвах эта динамика осложняется (усиливается) вспашкой, внесением удобрений (табл. 17.10).

Таблица 17.10. Содержание гумуса (% от массы почвы) и его изменение (% от содержания гумуса) в пахотных горизонтах почв (по данным Б.Н. Золотаревой с соавторами)

Годы	Почва	Вариант	Период		Убыль т/га всего	Убыль т/га за год	Скорость изменения, % в год
			начало	конец			
1956–70	дерново-подзолистая	контроль	2,03	1,43	16	1,07	1,9
1970–84			1,43	1,34	3	0,21	0,5
1956–70		NPK	1,68	1,25	12	0,80	1,7
1970–84			1,25	1,12	4	0,27	0,8
1956–70		навоз	1,91	1,55	9	0,60	1,1
1970–84			1,55	1,46	3	0,21	0,5
1983–88	серая лесная	контроль	1,32	1,32	0	0	0
		NPK	1,32	1,34	н/о	н/о	н/о
		NPK + навоз	1,35	1,40	н/о	н/о	н/о

Указанные исследователи предложили серию формул для оценки изменения в содержании С в зависимости от типа почвы и ее обработки. Так, в дерново-подзолистой почве содержание в пахотном слое гумуса и гумусовых кислот (оценивается по содержанию С) в течение сезона подчиняется уравнениям: Собщ = 0,82+0,0350 х, где х – время в месяцах, Сгк = 0,15-060014 х, Сфк =0,15+0,0007 х, Сфк = 0,13+0,0019 х. При внесении навоза соответствующие уравнения выглядят следующим образом: Собщ = 0,56+0,0089 х; Сгк = 0,14+0,0002 х; Сфк = 0,12+0,028 х. Для суглинистой серой лесной почвы соответствующие уравнения имеют вид: Собщ = 1,24+0,0027 х; Сгк = 0,657+0,0024 х; Сфк = 0,30 – 0,005 х. Внесение удобрений и навоза, а также вид обработки (вспашка, поверхностная обработка и т.д.) изменяют коэффициент уравнения, оставляя без изменения саму ее форму. Аналогичные уравнения получены для выщелоченных черноземов: Собщ = 2,99+0,0093 х; Сгк = 0,20 – 0,0015 х; Сфк = 0,15+0,0036 х. В буроземах Южной Чехии содержание в слое общего углерода 0–2 см Собщ = 6,24-06054 х, в лесу Собщ = 3,48 – 0,0104 х, на заброшенном поле Собщ = 0,91+0,0076 х.

Все эти уравнения показывают тренд в содержании гумуса в разных почвах в течение сезона (года).

По данным В.В. Снакина в апреле в горизонте А1 (0–10 см) обыкновенного чернозема содержалось 5,31% общего углерода, в мае – 6,45%, июне – 6,50%, августе: – 5,85%, сентябре – 5,31%. В апреле следующего года содержание Собщ возросло до 6,64%. По этим данным, колебание в содержании гумуса превышает 1% от массы почвы. Такие значительные годовые изменения гумусированности скорее отражают неоднородность почвенного покрова, и эти цифры приведены лишь для того, чтобы предостеречь исследователей от возможных ошибок (например, от включения в гумус детрита, пренебрежение пестротой почвенного покрова, которую можно принять за динамику свойства во времени).

По данным М.И. Дергачевой, в течение сезона меняется состав гумуса, соотношение гумусовых кислот (табл. 17.11).

Таблица 17.11. Изменение в течение сезона состава гумуса (гуминовых, фульвокислот, гуминов, отношения гуминовых и фульвокислот) в почвах, % от общего углерода

Месяц	ГК	ФК	ГМ	Сгк: Сфк
Дерново-подзолистая почва, горизонт А1 (Томск)				
VIII	36,4	36,7	26,9	0,99
IX	35,6	38,9	25,5	0,91
X	29,2	41,8	29,0	0,70
XII	50,6	31,7	17,7	1,59
VI	46,0	47,0	7,0	0,98
VIII	35,8	35,8	28,4	1,00
То же, горизонт Bh				
VIII	45,3	35,0	19,7	1,28
IX	53,6	35,4	11,0	1,51
X	39,3	39,9	20,8	1,00
XII	64,8	28,5	6,7	2,21
VIII	44,9	35,1	20,0	1,30
Чернозем выщелоченный, горизонт А1 (Алтай)				
VIII	41,0	17,8	41,2	2,30
X	35,4	19,8	34,7	1,79
XII	68,3	16,4	15,3	4,18
VI	36,7	18,3	45,0	2,00
VIII	43,9	18,8	37,3	2,34
То же, горизонт А1′				
VIII	45,0	18,1	36,9	2,48
XII	54,3	14,3	31,4	3,79
Vi	40,1	19,2	40,7	2,09

Максимальная динамика в содержании гумуса отмечается в гор. А1 (0–5 см), (табл. 17.12). Заметна динамика до 15 см, ниже она не достоверна. Одной из причин накопления гумуса считают фитомассу корней, которые, перегнивая, превращаются в гумус. Это мнение восходит к работам П.А. Костычева и

В.Р. Вильямса. Однако, как показали детальные исследования свойств почв под сосняками после их посадки на пашне, содержание гумуса ни в горизонте А1, ни в горизонте А1А2 дерново-подзолистых суглинистых почв (пос. Малинки) не коррелирует с массой любых фракций корней. Не удалось найти связь между содержанием гумуса и корнями в слое 10–30 см в светло-каштановых почвах (Волгоградская обл.).

Таблица 17.12. Содержание гумуса в тессерах ельника (1), сосняка (2), березняка (3)

№	Глубина, см														
	0–5			5–10			10–15			15–20			20–30		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
1	8,31	7,18	3,15	4,10	3,73	1,62	2,91	2,95	1,37	1,16	1,50	1,24	0,60	0,78	0,58
2	9,53	4,23	3,10	4,73	2,95	2,40	2,89	2,06	1,72	1,32	1,22	1,21	0,69	0,67	0,58
3	8,88	7,02	3,27	3,44	4,51	2,33	2,50	2,95	1,77	1,44	2,06	1,77	0,76	1,14	0,66
4	6,98	6,29	3,91	3,85	3,46	2,83	2,09	3,38	1,82	1,18	2,01	1,47	0,82	0,96	0,73
5	9,20	7,64	2,66	3,65	4,85	2,18	1,18	3,06	1,62	1,65	1,11	1,16	0,82	0,39	0,48
6	7,79	7,24	1,93	2,89	5,07	3,21	1,73	1,81	1,54	1,07	3,00	0,96	0,82	0,81	0,53
7	4,91	6.96	3,43	2,12	4,18	2,28	1,73	2,95	1,42	0,96	1,45	1,04	0,80	0,61	0,33
8	5,39	6,07	4,58	2,12	3,90	2,72	1,43	3,12	1,45	1,04	1,78	1,86	0,44	0,36	0,61
9	6,17	7,35	3,86	2,31	4,34	1,55	1,21	2,84	1,09	1,51	1,06	0,81	0,58	0,72	0,56
10	6,87	8,21	3,55	1,73	5,40	2,00	1,15	4,07	1,19	0,85	1,84	0,96	0,44	1,06	0,51
11	4,18	6,29	3,86	1,95	3,45	1,50	1,29	3,95	0,92	1,15	2,67	0,43	0,55	0,67	0,36
12	5,16	8,47	4,45	2,17	6,41	2,82	1,22	2,67	2,39	0,96	3,95	0,79	1,15	0,39	1,20
13	4,07	6,41	4,09	7,12	4,85	2,44	2,23	2,59	1,78	1,73	1,42	1,22	1,07	–	0,69
14	9,14	–	3,25	2,36	–	1,40	1,43	–	2,32	1,07	1,29	1,14	0,48	0,95	0,64
15	3,79	9,01	2,88	1,92	4,85	1,76	1,35	3,79	1,65	1,17	2,84	1,55	0,36	0,80	0,74
16	8,37	7,94	2,95	1,95	4,73	1,88	1,07	3,68	1,55	0,60	1,04	0,81	0,60	–	0,51
17	7,27	–	3,38	2,23	–	2,21	1,16	–	1,65	0,58	–	0,89	0,76	–	0,36
18	10,3	7,09	–	3,18	–	–	1,84	–	-	1,30	–	–	0,68	0,73	–
Ср	7,02	7,19	3,43	2,99	4,45	2,18	1,69	3,06	1,60	1,16	1,89	1,11	0,64	0,72	0,59
Ме	7,13	–	–	2,33	4,51	–	1,43	2,95	-	1,15	1,78	–	–	–	–

Примечание. Ср – среднее значение; Ме – медиана; прочерк – нет данных.

В слое 0–5 см почвы под 85-летним сосняком содержание гумуса колебалось в пределах 4,2–9,2%.

В то же время под ельником амплитуда варьирования в аналогичных почвах была больше: 0,38–10,3%. В почве под березняком и содержание гумуса, и его варьирование было наименьшим (1,9–4,8%). В слое 5–10 см наибольшая гумусированность почвы отмечалась под сосной (3–6,4%), под елью – меньше (17–4,7%), самая низкая – под березой (1,4–3,0%). В разных частях тессеры (от ствола к границе кроны) скорость как накопления, так и минерализации гумуса заметно различается. Связь гумусированности с тессерой позволяет подытожить данные о динамике гумусированности почвы следующим образом. Любая сукцессия, замена индивидуального растения на другое, локальное воздействие животных,

удобрения, нарушение почвенного покрова приводят к изменению гумусированности почвы. Эти изменения могут быть сезонными, многолетними и вековыми. Если гранулометрический состав почвы не меняется и нет ее обработки, то все изменения в содержании гумуса цикличны. Вмешательство человека приводит к трендовому изменению гумусированности, в основном к потере гумуса.

Одним из возможных источников гумусовых веществ в почве многие исследователи считают водорастворимые органические соединения, фильтрующиеся в почву из подстилки, опада, травяного колдана. Возможность такого процесса подтверждают данные И.М. Гаджиева и М.И. Дергачевой. Они помещали под естественную подстилку 20-сантиметровые монолиты ненарушенных почв. Опыты показали, что поступление органического вещества в течение сезона может заметно колебаться (иногда на 20–50%). Колеблется поступление органического вещества с водой и по годам (табл. 17.13).

Таблица 17.13. Поступление водорастворимого углерода из подстилки в 20-сантиметровые монолиты в полевых условиях, г/л (по данным И.М. Гаджиева и М.И. Дергачевой)

№ лизиметра (варианта)	Прошло через образец	Поглощено образцом	Прошло через образец	Поглощено образцом
	Август 1976 (0,318)		Октябрь, 1976 (0,226)	
1	0,020	0,298	0,029	0,197
2	0,034	0,284	0,028	0,198
4	0,086	0,232	0,044	0,182
5	0,038	0,280	0,034	0,192
	Август 1977 (0,129)		Октябрь 1977 (0,136)	
1	0,024	0,105	0,030	0,105
2	0,035	0,094	0,042	0,093
4	0,030	0,099	0,030	0,105
5	0,027	0,104	0,024	0,121

Примечание. 1, 2, 4, 5 – горизонт А: 1 – чернозем выщелоченный, 2 – дерново-глеевая почва, 4 – второй гумусовый горизонт из дерново-слабоподзолистой почвы, 5 – породы в основании дерново-сильноподзолистой почвы; в скобках – количество поступившего горизонта.

Но при этом каждый год 20-сантиметровый слой почвы задерживает 70–90% поступившего из подстилки органического вещества. Наименьшее поглощение органического вещества в отдельные сроки отмечали для второго гумусового горизонта. Почвообразующая порода поглощала в основном более 80% органического вещества.

Фракции органического водорастворимого вещества, аналогичные по поведению гуминовой кислоте, всеми почвами поглощались полностью. Но 10–20% фульвокислот (или соединений, соответствующих им) проходили сквозь призму почвы высотою 20 см.

Приведенные данные показывают, что поглощение органического вещества из водных растворов, прошедших через подстилку, – широко распространенное явление, и поэтому весеннее и осеннее обогащение почвы органическим веществом вполне возможно. В августе подстилки уже отмыты от водорастворимых органических соединений и частично или полностью разложены. Поэтому именно в этот период содержание гумуса в почве наименьшее.

Как видно из приведенных данных, параллельно изменению содержания гумуса меняется отношение в нем Сгк/Сфк. Оно также меняется в течение сезона, в многолетнем цикле, вековом. Формулы Б.Н. Золотарева с соавторами, приведенные выше, показывают тренды в этих изменениях в разных почвах. М.И. Дергачева установила, что в годовом цикле в дерново-подзолистой почве Сгк/Сфк меняется – от 0,4 в октябре до 0,9 в декабре, в дерново-подзолистой – от 0,5 до 1,5; в черноземе обыкновенном – от 0,5 до 4.

Следует признать, что этот факт (изменение соотношения Сгк/Сфк в течение сезона), впервые твердо установленный М.И. Дергачевой, вполне доказан. Изменчивость этого отношения в принципе соответствует изменчивости самого содержания гумуса в почве.

Итак, содержание гумуса в почве изменчиво в течение сезона, что связано с поступлением растворов, содержащих органическое вещество, из подстилок, колдана, с деятельностью почвенных животных, микрофлоры, потребляющих органическое вещество почвы.

Содержание гумуса в почве в одном и том же ее объеме меняется также по годам, что связано с варьированием в поступлении опада, с поселением разных растений на данной почве, со случайным влиянием фауны и микрофлоры.

Следует обратить внимание на зависимость накопления и сработки гумуса от глубины залегания горизонта. Так, в слое 0–25 см при зарастании пашни кустарником (естественное восстановление растительного покрова) содержание гумуса увеличивается со скоростью 0,5 т/га в год, в слое 25–70 см со скоростью 0,1 т/га в год.

Деятельность человека кардинально изменяет почву, поэтому ее оценка не включена в данную работу. Сработка гумуса в погребенном слое 20–25 см идет со скоростью 0,15% в год, в слое 25–30 см – 0,015%, т.е. на порядок медленнее. Это объясняет, почему гумусовые слои сохраняются при погребении очень долгое время.

Динамика значений pH

Любое почвообразование связано с изменением pH породы. Это положение впервые было выдвинуто еще в 1910 г. В.В. Геммерлингом, который полагал, что преобразование породы в почву проходит сначала щелочную стадию, а затем уже почва подкисляется. Изменение pH почвы связывают с растворами, прошедшими сквозь полог растений и подстилку. Иногда дождевые воды, обмывающие растения (ель, березу) имеют pH = 3, но в целом pH дождевых вод, прошедших сквозь кроны, колеблется в пределах 4,6–6,6 (если нет загрязнения).

Лесные подстилки также обладают относительно низкими значениями pH (4–5). Связано подкисление почв и с обменными реакциями между почвами и корнем. Корень, поглощая катионы (K^+, Ca^{2+}), выделяет H^+, поглощая анионы (NO_3^-, PO_4^{3-}), выделяет (HCO_3^-).

В пределах БГЦ pH варьирует, как и многие другие почвенные свойства, что доказывает связь pH с процессами почвообразования (см. главу 16).

В черноземах обыкновенных динамика pH также достигает заметных амплитуд, что связано с изменением влажности почв, растворимости соединений Ca, температуры (табл. 17.14).

Таблица 17.14. Динамика активности ионов в почвенном растворе чернозема обыкновенного в течение суток и сезона, Хомутовская степь, ммоль/л (по данным В.В. Снакина)

Ион	Сезон	Время суток, часы					
		6	9	12	15	18	21
K^+	1	0,65	0,54	0,49	0,59	0,59	0,60
	2	0,49	0,34	0,30	0,32	0,34	0,44
	3	0,43	0,43	0,42	0,47	0,58	0,55
	4	0,29	0,28	0,30	0,33	0,40	0,46
	5	3,3	3,5	4,8	2,6	2,3	1,0
NO_3	1	5,0	0,92	0,17	0,16	0,12	0,36
	2	2,7	0,37	0,66	0,43	0,59	2,7
	3	0,86	0,50	0,55	0,64	0,53	0,48
	4	0,22	0,09	0,04	0,04	0,05	0,07
	5	1,1	0,74	0,39	0,33	0,31	0,29
Ca^{2+}	1	19,7	23,5	23,5	25,9	27,6	22,6
	2	35,2	36,7	34,2	38,5	32,4	36,8
	3	32,6	35,0	38,4	39,8	62,0	62,3
	4	49,8	34,6	32,0	51,0	44,0	42,5
	5	15,5	21,6	42,5	43,3	25,4	15,5
pH	1	6,99	6,81	6,60	6,63	6,71	6,97
	2	6,85	6,82	6,83	6,79	6,71	6,97
	3	6,84	6,64	6,65	6,00	5,55	6,65
	4	6,52	6,54	6,48	6,58	6,42	6,64
	5	5,88	6,41	6,46	6,62	5,88	6,15
ОВП	1	595	612	622	620	615	602
	2	587	584	563	561	563	575
	3	582	591	590	588	591	592
	4	589	590	584	578	593	592
	5	551	548	564	582	584	568

Примечание. 1 – 3–4.IV; 2 – 10–13.V; 3 – 25–27.VI; 4 – 30.VII–3.VIII; 5 – 19–1.XI; ОВП – окислительно-восстановительный потенциал, мВ.

Отмечается, что значения pH различаются не только под разными растениями, но и динамика этого параметра в течение сезона не меняется, что хорошо продемонстрировали Л.Б. Холопова и В.А. Бганцова.

Так, у ствола ели pH горизонта А1 колеблется в течение сезона в пределах 4,6–4,4–4,5, на расстоянии 0,7 м от ствола 4,5–5,2–4,6 (май–июнь–октябрь). Эти различия прослеживаются и в горизонтах А1, А2.

О роли растений в создании определенного уровня pH свидетельствуют данные В.В. Снакина, который с помощью ионообменных электродов доказал суточную динамику pH (см. гл. 16 и табл. 17.15) даже у чернозема обыкновенного. При этом амплитуда изменения pH достигает значения 0,5. Наименьшая амплитуда изменения отмечена в серой лесной почве. Возможно, устойчивость pH серых лесных почв по сравнению с черноземами связано с более постоянной влажностью их верхнего слоя и с более заметным влиянием подстилки (опада).

Таблица 17.15. Изменение pH и pCa почвенного раствора при изменении pCO_2 почвенного воздуха

Почва	Параметр	Время					
		часы		сутки			
		0	3	1	2	3	4
чернозем обыкновенный	pCO_2	3,8	1,13	1,13	1,30	1,13	1,13
	pH	7,0	6,5	6,5	6,6	6,6	6,7
	pCa	2,0	1,0	1,9	1,9	2,1	2,2
дерново-подзолистая, пойма	pCO_2	3,8	1,07	1,07	1,07	1,07	–
	pH	7,6	6,7	6,7	6,7	6,7	–
	pCa	1,9	1,8	1,9	1,8	1,8	–
серая лесная	pCO_2	3,8	1,22	1,22	1,22	1,22	–
	pH	4,8	4,7	4,7	4,7	4,8	–
	pCa	2,4	2,5	2,6	2,4	2,5	–

Примечание. Прочерк – нет данных.

Наблюдается слабая связь pH с влажностью почвы (максимум pH приходится на средние значения влажности, которая прослеживается как в суглинистых, так и в супесчаных почвах). Но амплитуда этих изменений очень мала (<0,1). В удобренных почвах изменение pH с изменением влажности более заметно.

Подщелачивание почв отмечается в пустынях под саксаулом, где с листьями на поверхность почв поступает много Na, Ca, K, Mg, образующих соединения с высокими значениями pH.

Окислительно-востановительный режим почвы

Изменения влажности, температуры, pH влияют на химические свойства почвы, растворимость отдельных компонентов, обменные реакции и т.д.

Еще одним фактором, влияющим на химизм почвы, следует признать окислительно-восстановительные условия. При преобладании низких окислительно-восстановительных потенциалов в почве происходит консервация органического вещества (образование торфа), идут процессы аммонификации и денитрификации, элементы с разной валентностью переходят в состояние с низшей валентностью (в частности, Fe^{3+} в Fe^{2+}).

В плакорных почвах степей ОВП обычно держится на уровне 500–600 мВ. Дерново-подзолистые почвы характеризуются в летние месяцы ОВП 400–700 мВ. При летнем затоплении ОВП в горизонтах A1 и A2 падает до 300 мВ. В сероземах ОВП колеблется в пределах 350–600 мВ. Обычно восстановление химических соединений начинает происходит при ОВП ниже 400 мВ.

Динамика обменных катионов

Все указанные факторы влияют на состав и сумму обменных катионов. По предположительным расчетам Е.А. Дмитриева небольшое снижение в содержании гумуса влечет за собой уменьшение емкости поглощения почв. В серых лесных почвах динамика обменных катионов в сумме может достигать 3–4 мэ/100 г почвы.

В дерново-подзолистой суглинистой почве содержание обменных катионов колеблется в пределах нескольких мэ/100 г почвы (табл. 17.16, 17.17, 17,18) по годам и в течение сезона.

Таблица 17.16. Динамика обменного Al в дерново-подзолистой почве, мг-экв/100 г (по данным Л.Б. Холоповой)

Лес	Возраст, лет	Год	Горизонт	Май	Июль	Октябрь
сосняк	20	1969	A1	1,6	0,6	0,9
			A1 A2	2,1	2,5	2,3
		1970	A1	0,6	1,0	1,9
			A1 A2	1,1	2,5	2,8
	60	1969	A1	0,8	2,1	2,8
			A1 A2	0,8	2,9	2,2
		1970	A1	1,1	1,3	2,3
			A1 A2	1,4	2,1	3,1
	78	1971	A1	0,8	0,8	0,9
			A1 A2	0,9	0,8	1,3
		1972	A1	0,7	1,4	1,0
			A1 A2	1,0	2,5	2,4
липняк	80	1969	A1	1,4	1,3	0,2
			A1 A2	1,4	2,4	0,9
		1970	A1	0,3	0,4	0,5
			A1 A2	0,5	1,0	1,3
ельник	85	1971	A1	1,2	1,4	1,9
			A1, A2	2,2	2,5	2,8
		1972	A1	1,1	1,4	1,0
			A1 A2	2,4	2,5	2,4
березняк	50	1971	A1	0,7	0,8	0,9
			A1 A2	1,2	1,2	1,5
		1972	A1	0,7	0,5	0,6
			A1 A2	1,3	1,4	1,3
	85	1971	A1	1,0	0,7	1,1
			A1 A2	1,2	1,1	2,2
		1972	A1	0,8	1,1	1,0
			A1 A2	1,4	1,9	1,6

Для обменных катионов также характерна разная динамика в зависимости от положения образца в тессере (от удаления от ствола дерева). Часто в горизонте A1 A2 динамика Ca противоположна динамике его в горизонте A1. На расстоянии 1,4 м от дерева амплитуда колебаний содержания Ca как правило наибольшая. Для горизонта A1 характерны летние и осенние максимумы в количестве обменного Mg. Содержание Ca в горизонте A1 может и повышается, и снижаться осенью.

Эти данные подтверждаются материалами по мерзлым почвам (см. табл. 17.18).

Они также свидетельствуют, что динамичность содержания и состава обменных катионов в почве служит ее характеристикой. Установлены сильные колебания в

Таблица 17.17. Динамика обменных Ca и Mg в дерново-подзолистой почве, мг-экв/100

Лес	Возраст, лет	Год	Горизонт	Май		Июль		Октябрь	
				Ca	Mg	Ca	Mg	Ca	Mg
березняк	50	1971	A1	5,8	2,7	5,1	2,4	5,2	2,0
			A1, A2	3,7	1,9	3,7	1,8	3,5	1,6
		1972	A1	4,9	2,2	5,0	2,2	4,4	1,8
			A1, A2	3,1	1,5	3,4	1,9	3,5	1,3
	85	1971	A1	4,1	2,1	4,0	1,8	4,3	2,0
			A1, A2	2,9	1,8	2,6	1,6	2,6	1,4
		1972	A1	4,3	1,7	4,4	1,7	4,1	2,1
			A1, A2	2,8	1,4	3,2	1,5	2,6	1,2
ельник	85	1971	A1	5,0	1,7	5,0	1,8	5,3	1,3
			A1, A2	3,4	1,7	2,6	1,0	3,2	0,9
		1972	A1	7,6	1,7	5,4	1,1	6,4	1,3
			A1, A2	3,4	1,7	2,6	1,0	3,2	0,9
сосняк	78	1971	A1	5,8	2,3	5,1	1,8	5,4	1,5
			A1, A2	4,3	1,6	4,0	1,4	3,9	1,2
		1972	A1	5,2	1,6	5,5	1,7	4,7	1,2
			A1, A2	3,8	1,1	4,2	1,4	3,1	1,1

Таблица 17.18 Динамика обменных катионов в холодной дерново-таежной почве (по данным О.И. Худякова)

Глубина, см	Дата								
	8.04	10.06	10.07	8.04	10.06	10.07	8.04	10.06	10.07
	Обменные катионы			Гидролитическая кислотность			Насыщенность, %		
1–2	66,3	38,0	81,7	21,5	6,2	7,4	76	86	92
5–10	32,7	30,5	35,7	5,6	6,9	6,8	85	89	84
10–15	24,2	37,5	31,4	4,5	7,5	4,6	84	83	87
20–30	17,6	29,4	32,7	1,2	5,3	6,2	87	84	64
40–50	22,0	46,3	48,5	1,2	4,6	4,8	95	91	91

содержании обменных катионов в холодных почвах. Возможно, это – свидетельство глубокого воздействия мерзлоты на почвы, на их химические свойства.

Более постоянная величина – степень насыщенности почв, которая, очевидно, связана со всем комплексом условий и более стабильна в естественных условиях. Хотя можно говорить о незначительном повышении насыщенности к середине лета.

Изменяется содержание обменных катионов и в темно-серых почвах (табл. 17.19).

Можно предположить, что емкость поглощения катионов зависит кроме гумуса от самой поверхности почвенных частиц, свойств коллоидов. Косвенно в пользу этого предположения свидетельствует динамика нерастворяющего соли объема почвенной воды. Он меняется в течение вегетационного периода, что определяется особенностями коллоидов, их изменчивостью в течение года (табл.17.20).

Таблица 17.19. Динамика обменных катионов в темно-серой суглинистой почве (Пущино), мг-экв/100 г

Дата	Ca	Mg	K	Σ
Слой 0–20 см				
21.05	13,4	1,7	0,17	15,2
4.06	13,1	1,7	0,12	15,0
10.07	14,3	1,8	0,27	16,4
29.07	17,4	0,9	0,25	18,6
Слой 20–30 см				
21.05	13,5	1,2	0,16	14,9
4.06	13,0	2,2	0,12	13,3
10.07	16,6	0,9	0,24	17,7
29.07	16,6	2,8	0,24	18,6
Слой 30–50 см				
21.05	13,8	1,6	0,13	15,5
4.06	15,3	1,6	0,08	16,9
10.07	19,1	3,0	0,20	22,2
29.07	19,3	2,2	0,19	21,1

Таблица 17.20. Величина нерастворяющего объема воды и других показателей в темно-серой лесной почве, Пущино (по данным Т.А. Полубесовой)

Дата	Нерастворяющий соли объем, %		pH почвенного раствора	Влажность, %
	0,01 N NaCl	0,05 N NaCl		
Слой 0–20 см				
21.05	7,5	3,2	8,3	13
4.06	6,5	2,9	8,43	17
10.07	7,9	3,8	7,96	22
29.07	9,1	4,4	8,00	22
Слой 20–30 см				
21.05	6,2	5,7	7,75	16
4.06	6,8	5,4	7,40	13
10.07	8,7	4,8	7,28	21
29.07	8,1	7,2	7,55	22
Слой 30–50 см				
21.05	14,5	7,1	7,59	15
4.06	14,2	6,5	7,32	17
10.07	13,9	5,3	6,74	20
29.07	14,0	7,2	7,17	21

Все материалы согласно говорят о динамичности свойств почвенной матрицы, о ее способности к циклическим изменениям в течение годового цикла. Известно, что изменение состава поглощенных катионов меняет ряд свойств почвенной матрицы. Цикличность в таких изменениях вполне вероятна.

Меньше данных о динамичности других свойств почв. Так, существуют материалы о динамике двух- и трехвалентных соединений Fe в вытяжке 1 N и 0,1 N серной кислоты. Из почвы в раствор поступают разные количества Fe, при этом в периоды переувлажнения почв содержание Fe заметно увеличивается (табл. 17.21).

Таблица 17.21. Динамика растворимых в 1 Н H_2SO_4 веществ в поверхностно-подзолистой песчаной почве, мг-экв/100 г (по данным Р.М. Морозовой)

Горизонт	Глубина, см	Гумус			SiO_2			Al			Fe^{3+}			Fe^{2+}			Fe-органические соединения		
		1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	3	3
A0	0–3	505	364	470	294	0	213	692	189	1245	96	69	393	0	31	-	7	32	191
A2	3–5	59	46	80	38	2	34	163	190	189	91	106	154	8	9	2	6	2	-
B1	5–10	124	121	124	151	144	193	610	680	667	193	179	235	14	72	10	10	-	-
“	10–20	99	13	53	68	47	149	293	265	575	129	39	165	7	2	2	8	3	11
B2	20–30	74	18	28	48	92	85	253	335	405	46	48	80	2	3	-	6	3	-
“	30–40	59	11	12	64	50	75	220	294	277	41	39	52	0	2	-	2	3	-
“	40–50	64	9	6	32	73	60	189	233	263	46	42	44	0	1	-	2	3	-
“	50–60	59	7	6	39	27	39	155	190	132	45	39	47	0	1	-	0	0	-
B3	60–70	69	8	1	40	33	46	153	207	145	44	56	58	0	1	-	2	4	-
“	70–80	54	6	2	31	13	42	151	155	130	42	40	60	0	1	-	6	4	-
“	80–90	57	1	3	35	23	60	149	148	123	44	40	47	0	1	-	6	4	-
“	90–100	54	6	1	38	25	46	131	130	118	41	45	57	0	1	-	8	1	-
“	100–120	61	6	4	55	23	49	149	131	93	47	68	49	0	1	-	11	5	-
BC	120–140	54	3	3	42	32	33	125	80	116	65	46	54	0	1	-	10	0	-
“	140–160	57	5	2	27	40	25	108	80	108	70	47	52	0	1	-	0	2	0
“	160–180	61	6	1	23	25	37	129	70	94	57	67	74	0	1	-	2	3	0
“	180–200	58	6	1	31	21	40	118	69	99	56	60	75	0	1	-	3	1	0
C	230–270	-	-	11	-	-	66	-	-	108	-	-	102	0	-	-	-	-	0
“	280–300	-	-	10	-	-	50	-	-	134	-	-	102		-	-	-	-	-

Примечание. 1–3 – число, месяц: 1 – 18.05, 2 – 25.07, 3 – 23.09; прочерк – нет данных

При использовании ионита КУ-2 удалось уловить динамику Fe в почве. Содержание формы Fe, которая поглощалась катионитом, составляло 0,5–2 ммол/100 г ионита, с максимумом в конце мая и начале октября. Есть данные Н.А. Ногиной об интенсивном изменении форм Fe, извлекаемой вытяжкой Тамма. Но эти данные очень спорны, тем более что, как показали исследования А.К. Дегтяревой на Яхромской пойме (Московская обл.), несколько последовательных вытяжекТамма (а тем более Мера-Джексона, как выяснил Ф. Сегален) извлекают почти все валовое железо из почвы. В целом, количество Fe в почве, тех ее форм, которые переходят в 1 N H_2 SO_4, достигает 100 мг/100 г почвы.

О динамике подвижных, водорастворимых солей в почвах имеется богатейшая литература. В ней проанализирована естественная динамика солей, динамика, связанная с орошением, промывкой. В.А. Ковда, Б.Б. Полынов, В.Р. Волобуев, Н.Г. Минашина, Ф.И. Козловский, Г.И. Андреев вскрыли основные закономерности миграции солей в почвах. Изменения в содержании солей колеблются от сотых долей % до целых % от массы почвы. Установлено, что при опускании уровня грунтовых вод концентрация солей обычно уменьшатся и, наоборот, при подъеме грунтовых вод она увеличивается. Поступление воды в верхние горизонты и фильтрация вниз по профилю почвы приводит к частичному, выносу солей. Капиллярный подток засоленных вод в почвенный профиль приводит к его засолению.

В целом, в естественных условиях максимум растворимых солей наблюдается в летние месяцы, минимум – в зимне-весенние. Само присутствие солей в почве влияет на потенциал почвенной влаги, понижая его. Меняется доступность питательных веществ для растений часто она (для N,P,K) уменьшается. Изменяется качество специфической поверхности почвы (ее кислотные и другие активные центры).

Обычно динамика солей четко определяется сезонностью. Влияние биоты сказывается в перехвате воды, что приводит к засолению почв на глубине этого перехвата. Но есть случайные факторы, влияющие на засоление: выбросы засоленной подпочвы на поверхность землероями (сурки, суслики). В этом случае происходит катастрофическое засоление и идет медленное последующее рассоление.

Засоление заметно проявляется в степях, полупустынях и пустынных почвах, а также в поймах рек. В последнем случае в почву привносятся: в северных реках Ca и Fe, в южных – Ca, Na, SO, Cl.

Приморские марши обычно засолены во всех климатических поясах. Но если они изолируются от моря, от засоленных вод, то в них, в гумидной зоне, идет интенсивный процесс рассоления (колодцы Нидерландов). При этом за 10–15 лет рассоление охватывает толщу 1,5–2 м.

Итак, анализируя все те изменения, которые происходят с химическими свойствами почв, можно придти к следующему заключению.

1. Валовый состав почв – их стабильное химическое свойство. Его изменяет длительный, трендовый, направленный и необратимый процесс. Основные изменения валового состава сопряжены в природе с привносом и выносом материала. Поэтому привнос свежего материала (аллювий, пирокластические отложения) может создавать видимость цикличности для валового состава верхних горизонтов. Отложения пепла или песка, близкого по составу к предыдущим отложениям, приводит к определенной цикличности валового состава. Но собственно процессы выветривания и почвообразования трендовы, необратимы и приводят к изменению состава почв.

2. Часть почвенных свойств зависит от таких параметров, как влажность и температура. К ним относятся концентрация почвенного раствора, диффузия, реакции обмена между раствором и твердой фазой. Эти свойства обратимы и цикличны, при возвращении почвы к исходному состоянию температуры и влажности восстанавливаются и эти параметры.

3. Часть химических свойств почв связана с биотой, с биологическим круговоротом веществ, с поступлением и разложением органического вещества. Таким свойством следует считать гумусированность почв.

4. Понятно, что химические свойства зависят и от других факторов (содержание и состав гумуса, также зависящие от температуры и влажности почвы).

5. Разная степень зависимости от условий жизни почвы определяет разный характер динамики почвенных свойств. Так, валовый состав при отсутствии катастрофических поступлений материала в почву (или, наоборот, сноса почвенных горизонтов) обладает слабым трендом к направленному изменению, которое трудно уловить в нормальных почвах.

Свойства, зависящие от влажности и температуры, обнаруживают циклический характер динамики, связанный с циклическим увлажнением и иссушением почв.

Те свойства, которые определяются биотой, имеют четкую связь с периодами наибольшей биологической активности. Например, значения pH максимальны или минимальны в июле–августе, времени наибольшего развития растений.

Кривые изменения содержания веществ в почвах имеют или Л- или U-образную аппроксимирующую форму.

Следует отметить, что даже циклические изменения могут случайно выйти за пределы обратимости и привести почву к новому состоянию. например, сильное подкисление, пусть временное, почв может привести к выщелачиванию некоторых веществ (Fe, Ca) и к формированию новой экосистемы.

Ясно, что настоящее влияние биоты, в том числе растений, на почвы сказывается в первую очередь на свойствах, которые связаны с процессом снабжения растений водой и пищей. Поэтому питательный режим почв необходимо рассматрвать специально.

Динамика свойств почв отражает периоды разного обеспечения растений питательными веществами и водой, и в том числе периоды, в которые наиболее важно снабжение растений этими веществами.

Динамика химических свойств почв и их цикличность позволяет оценить возможность тех или иных почвенных процессов в профиле исследуемых почв.

Наблюдения показывают, что растворимое органическое вещество может поступать в слой 20-40 см и увеличивать там содержание гумуса.

Литература

Арефьева. З.Н. Азотный режим лесных дерново-подзолистых почв южной тайги Зауралья. В кн.: Лес и почва. Красноярск, 1968.

Баранова О.Ю., Номеров Г.Б., Строганова. М.Н. Изменение свойств пахотных дерново-подзолистых почв при зарастании их лесом. В кн.: Почвообразование в лесных БГЦ. М.: Наука, 1989.

Воронин А.Д., Шеин Е.В., Початкова Т.Н., Умарова А.Б. Изменение физических свойств дерново-подзолистых почв в условиях многолетнего лизиметрического опыта // Вестн. МГУ. Сер. почвоведение. 1996. № 3.

Динамика продукции, биомасса растений и гумуса почвы. М.: Наука, 1992.

Динамика, структура почв и современные почвенные процессы М.: Наука, 1987.

Зенкова Г.Ю. Динамика питательных веществ в коричневой почве под различными древесными породами. Автореф. дисс....канд. биол. наук. МГУ, 1987.

Карпачевский Л.О. Динамика свойств почв. М.: ГЕОС, 1997.

Керженцев А.С. Изменчивость почвы в пространстве и во времени. М.: Наука, 1992.

Ковда В.А. Происхождение и режим засоленных почв. Т.1. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1946.

Куликова В.К. Сезонные изменения химических свойств подзолистых песчаных почв. В кн.: Почвы сосновых лесов Карелии. Петрозаводск, 1977.

Лукина Н.В., Никонов В.В. Питательный режим лесов северной тайги (природные и техногенные аспекты). Апатиты: Кольский НЦ ИППЭС, 1998.

Орехова Н.П. Годовая динамика фосфора и калия в дерново-подзолистой модельной почве под древесными породами // Вестн. МГУ. Сер. почвоведение. 1978.

Полубесова Т.А, Понизовский А.А. Режим и режимообразующие факторы содержания нерастворяющей влаги в серой лесной почве. В кн.: Комплексное изучение продуктивности агроценозов. Пущино, 1987.

Холопова Л.Б. Динамика свойств почв в лесах Подмосковья. М.: Наука, 1982.

Глава 18
Питательный режим почвы

Потребление растениями веществ из почвы связано с их доступностью, подвижностью. Растворяясь в воде, эти соединения активным или пассивным транспортом поступают в корень. Часть вещества попадает в корень в результате обменных реакций. Изучение подвижных форм главных, необходимых растениям питательных соединений опирается на систему вытяжек, имитирующих растворяющее воздействие корней. Сюда относят водные, слабокислотные, щелочные вытяжки, солевые растворы. Поэтому следует помнить об ограниченности термина «подвижность». Он говорит лишь о растворимости вещества в данном реактиве. Все эти методы основаны на отборе образцов почв и анализе их в лаборатории. При этом, каждый последующий образец берется из нового места в пределах поля, леса и т.д., что позволяет лишь статистически оценить изменения в содержании питательных веществ. Поскольку отобранные образцы анализируются в сравнительно постоянных лабораторных условиях, то трудно уловить этими методами влияние температуры на подвижность веществ в почве.

В настоящее время разрабатываются методы, позволяющие анализировать подвижные вещества в почве без отбора образцов. К таким методам относят ионселективные электроды, настроенные на какой-то один ион, и метод ионитов, извлекающих из почвы сумму разных ионов в зависимости от типа ионита. Электроды измеряют активность ионов в почве и с этой поправкой дают возможность охарактеризовать содержание в ней подвижных элементов. Иониты обычно помещают в целлофановые пакеты (мембраны). Обычно катиониты насыщают H, а аниониты OH. Эти ионы обмениваются на K, Ca, Na, NH_4, Fe, PO_4, SO_4, NO_3. Новые методы позволили организовать непрерывные наблюдения за поведением веществ в почве и выявить некоторые особенности в динамике подвижных элементов, ранее ускользавших от внимания исследователей (Т.Л. Быстрицкая, В.В. Снакин, Н.П. Орехова, Е.В. Турченкова и др.).

Подвижные питательные вещества

Содержанием подвижных компонентов в почве управляют следующие факторы: растворимость этих соединений в воде, влажность почвы, ее температура, фаза развития растений и их масса, поступление элементов с дождями, опадом, из воздуха (азотфиксация), диффузия из других горизонтов почвы, в том числе в корневую зону (рис. 18.1).

Многочисленные агрохимические исследования показали, что в течение лета отмечается минимум в содержании питательных веществ в почве, приходящийся на период наибольшего прироста фитомассы. Такая динамика характерна для соединений N, P, K. Резкое снижение в потреблении питательных веществ приводит к возрастанию количества этих соединений в почве.

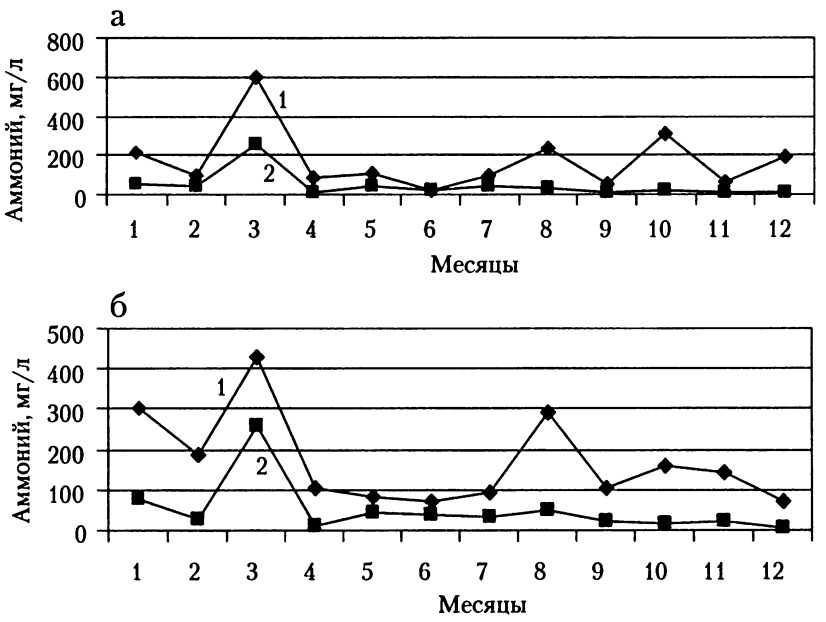

Рис. 18.1. Содержание иона аммония в АО (1) и А1 (2) дерново-подзолистых супесчаных почв(мг/кг): а – вырубка, б – лес

Причины динамики питательных веществ в почве

Восстановление, если не исходного, то близкого к исходному, содержания подвижных питательных веществ зависит в первую очередь от потенциального их запаса в почве. Потенциал определяет возможность пополнения почвенного раствора и почвенного поглощающего комплекса подвижными, доступными для растений веществами.

Нерастворимые соединения переходят в растворимые и в составе растворов поступают в растения. Запас нерастворимых соединений может постоянно пополняться, а может постоянно обедняться, что приводит к обеднению почвы питательными веществами. Возможно, с пополнением запасов подвижных веществ в результате установившегося равновесия между твердой фазой, обменным комплексом, раствором связан эффект, который установил А.Н. Лебедянцев и подтвердила Е.Г. Савченко. При высушивании (хранении) образцов почв в них возрастает количество подвижных соединений азота.

Достижение такого же равновесия можно наблюдать на парах, где отсутствие растениий приводит к равновесному состоянию почв (табл. 18.1).

В табл. 18.2 показано, что содержание гумуса связано с питательным режимом почв и их богатством. Но существуют данные Т.Н. Кулаковской, что в супесчаных дерново-палево-подзолистых почвах Белоруссии увеличение содержания гумуса свыше 2% не приводит к увеличению урожая. Тесная корреляция питательного режима с гумусои отмечается в диапазоне 0–2% гумуса. Почти такие же данные приводит Н.Ф. Ганжара. Но запасы гумуса следует оценивать не толь-

Таблица 18.1. Содержание нитратов в суглинистых бурых почвах Англии при бессменных 50-летнем паре и посеве пшеницы, мг/кг

Угодие	Слой, см	Июнь 1911	Июль 1912
пар	0–22	12	8
	23–45	9	10
пшеница	0–22	4	2
	23–45	2	3

Таблица 18.2. Минерализация органического азота в пахотном слое почвы на чистых парах

Почва	Запас гумуса, т/га	Накопление NO_3, кг/га	Минерализация гумуса	
			т/га	% исходного
дерново-подзолистая	3,0	60–90	1,1–1,6	2,0–3,0
серая лесная	5,6	65–78	1,2–1,4	1,2–1,4
чернозем выщелоченный	11,6	75–90	1,6–1,9	0,7–0,8.
чернозем типичный	14,1	85–105	1,7–2,3	0,6–0,8
чернозем обыкновенный	8,8	85–120	1,6–2,3	1,0–1,5

ко как источник подвижных питательных веществ на сегодняшний день, но и как потенциальный запас питательных веществ, и как фактор, улучшающий физические свойства почв (см. гл. 4).

Роль температуры в динамике питательных веществ в почве

Как уже упоминалось, увеличение температуры почвы приводит к повышению концентрации веществ в почвенном растворе, ускоряет диффузию веществ в почве, усиливает обмен между почвенным поглощающим комплексом и ионами раствора.

Высокие летние температуры практически не увеличивают содержания питательных веществ в почве. В летний период действует энергично другой процесс – потребление питательных веществ растениями, что резко снижает их содержание в почве. Обычно, динамика питательных веществ затухает в слое ниже 20 см. Она заметна лишь в слое распространения основной массы корней Л.Б. Холопова. Это связано с меньшим количеством корней в глубоких слоях, их более высокой влажностью и, соответственно, более быстрым выравниванием концентраций питательных веществ в горизонте. Последняя причина, возможно, главная. Поэтому в районах, где верхний слой почвы быстро пересыхает, а влага сохраняется в нижних слоях, потребление питательных веществ идет из нижних горизонтов в первую очередь. Опыт с внесением удобрений на разную глубину в слитой чернозем Кубани показал, что по сравнению с контролем (не удобренный орех грецкий) экспериментальные растения поглощали питательные вещества из нижних горизонтов в заметных количествах (табл. 18.3, рис. 18.2). При этом содержание питательных веществ в нижних слоях практически не менялось.

Амплитуда содержания питательных веществ в почвах составляет (для разных элементов) от нескольких до десятков мг (что, конечно, зависит также от метода определения). Как уже отмечалось выше, в засоленных почвах сезонная динамика растворенных солей определяется водным режимом, преобладанием восходящих и нисходящих токов воды в почве.

Таблица 18.3. Поступление N, P, K в листья ореха грецкого с разной глубины почвы слитого чернозема в течение 12 дней, % к контролю

Элемент	Глубина внесения, см	1	2	3	4	5	6	9	10	12	Среднее
N	5	67	95	101	118	73	80	110	51	67	78
	20	93	72	78	112	93	118	102	86	84	90
	50	67	89	118	96	60	103	88	76	89	87
	100	125	124	114	146	79	125	57	49	133	106
K	5	74	101	101	77	117	119	93	96	88	96
	20	117	114	106	111	121	107	114	123	82	107
	50	92	90	87	91	129	103	89	90	73	94
	100	95	105	95	84	133	112	103	100	75	102
P	5	75	130	79	75	90	101	99	87	97	91
	20	104	93	93	92	96	103	103	103	89	97
	50	97	96	104	92	107	108	99	86	89	98
	100	100	93	100	88	104	97	110	89	93	98

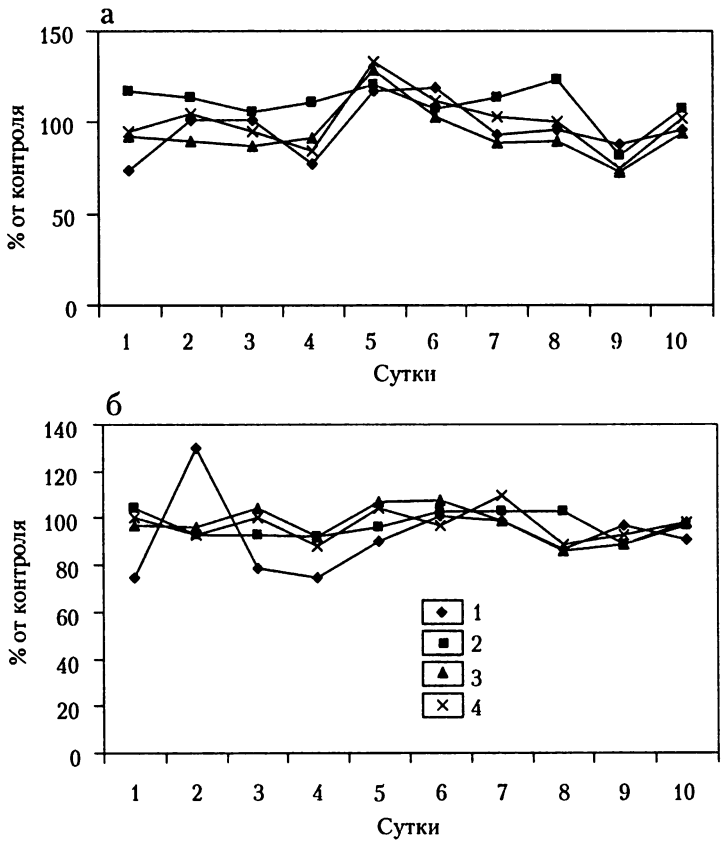

Рис. 18.2. Потребление K (а) и P (б) орехом грецким с разных глубин слитой почвы: 1–4 – глубины закладки удобрений: 1 – 10, 2 – 20, 3 – 40, 4 –50 см (Белореченск)

Круглогодичные наблюдения за содержанием в почве подвижных К и Р показали, что при переходе среднесуточной температуры через 5°С в почве резко увеличивается содержание питательных элементов. В зимний период отмечается относительно постоянное содержание питательных элементов в почве. Повышение температуры ускоряет диффузию веществ (см. главу 7), увеличивает поглощение К почвенным поглощающим комплексом. В хорошо прогреваемых почвах при наличии воды подток питательных элементов к корням растений весьма значителен. Возможно, что именно этим обстоятельством (связанным с приуроченностью к субтропикам и тропикам) объясняется высокое плодородие ферраллитных почв.

Поведение подвижных веществ в экосистеме

Период перемещения солей, содержащихся в почве достигает сотен и тысяч лет. Как показал Б.Б. Полынов, при движении растворов сквозь почву происходит их хроматографическое разделение, что связано с разной подвижностью Cl, SO_4, CO_3 (быстрее переемещается Cl, затем SO_4, медленнее всех CO_3), поэтому в сторону движения растворов увеличивается отношение Cl/SO_4 и SO_4/CO_3.

К подвижным питательным веществам применимы закономерности движения солей. Питательные элементы также выносятся с нисходящим током воды. Особенно это четко прослеживается на парах, в лесных парцеллах, лишенных травяного яруса. В этих условиях часто горизонты А1, А2 богаче питательными веществами, чем горизонт А1.

Таблица 18.4. Запасы в почвах и вынос растениями питательных веществ

Почва	Запасы в почве, т/га						Вынос из почвы, кг/га год		
	0–20 см			0–100 см					
	N	K_2O	P_2O_5	N	K_2O	P_2O_5	N	K_2O	P_2O_5
дерново-подзолистая	3,3	90	3	6,6	450	12	19	26	8
серая лесная	5,6	50	4	9,4	320	10	22	27	9
чернозем выщелоченный	9,4	50	4	26,5	250	10	22	27	9
чернозем типичный	11,3	50	6	35,8	250	10	23	25	9
чернозем обыкновенный	7,0	50	4	24,0	250	10	23	25	9
темно-каштановая	5,6	60	4	15,2	350	12	21	22	8
серозем типичный	2,8	60	5	8,6	400	13	39	43	14
краснозем	4,7	7	48	10,5	50	150	–	–	–

Примечание. Прочерк – нет данных.

Но, как уже неоднократно говорилось, главный регулятор динамики питательных веществ в почве – фитоценоз. Потребление растениями питательных веществ из почвы определяет колебания в их содержании. При этом, хотя вынос питательных веществ несоизмерим с их запасами в почвах (табл. 18.4), опыт сельского хозяйства показывает, что внесение удобрений во многих случаях продуктивно и приносит заметную прибавку урожая. Действительно, даже в слое 0–20 см запасы питательных веществ на 2–3 порядка превышают вынос их растениями. Теоретически, без поступления питательных веществ в почву из атмосферы, почвенных запасов должно бы хватить на 500–1000 лет. На практике большая часть питатель-

ных веществ недоступна растениям, что и подтверждается их отзывчивостью на удобрения. Недоступные сегодня питательные вещества становятся доступными завтра, постепенно переходят в доступную форму. В почве идет и противоположный процесс – превращение доступных веществ в недоступные для растений соединения. В этом случае постоянное поступление питательных веществ из атмосферы или с удобрениями – чрезвычайно важная статья прихода.

Расход питательных элементов из почвы определяется биологическими особенностями растений, их химическим составом (табл. 18.5).

В растениях содержание N колеблется в пределах от 0,18 до 5%, K_2O – 0,25–2,30%, P_2O_5 – 0,07–1,02. Сам урожай варьирует в не меньшей степени – от 100 мг до 100 г зеленой массы на одно травяное растение и до 4–7 кг листвы на одно дерево. Поэтому динамика питательных веществ в первую очередь связана с типом БГЦ или агроценоза, в котором функционирует почва.

По содержанию элементов можно предположить, что калия, например, как невозобновляемого ресурса, должно хватить для получения среднего урожая на 10000 лет, P – на 1000 лет (без учета возврата этих элементов в почву). Но, очевидно, естественные БГЦ по своему круговороту почти сбалансированы. Поэтому они существуют практически бесконечно долго (сменяя лишь друг друга) и не снижают общей продуктивности. В то же время агроценозы чутко реагируют на удобрения.

Таблица 18.5. Средний состав некоторых сельскохозяйственных растений, % на сухую массу

Растение	N	Зола	K_2O	Na_2O	CaO	MgO	P_2O_5
пшеница озимая, зерно	2,80	1,73	0,50	0,06	0,07	0,15	0,85
рожь озимая, зерно	2,20	1,83	0,60	0,06	0,09	0,12	0,85
кукуруза, зерно	1,91	1,23	0,37	0,01	0,03	0,19	0,57
гречиха, зерно	1,80	1,15	0,27	0,07	0,05	0,15	0,57
горох, зерно	2,08	2,70	0,40	0,22	0,02	0,35	0,67
люпин синий, зерно	4,80	3,68	1,14	0,03	0,28	0,45	1,42
хлопчатник, семена	3,00	3,90	1,25	0,02	0,20	0,54	1,10
лен, семена	4,00	3,27	1,00	0,07	0,26	0,47	1,35
подсолнечник, семена	2,61	3,30	0,96	0,10	0,20	0,51	1,35
горчица, семена	4,50	3,61	0,59	0,20	0,70	0,37	1,46
чай, листья	4,70	5,70	1,90	0,14	0,46	0.50	0,36
хмель, шишки	3,22	6,56	2,30	0,15	1,10	0,36	1,11
свекла сахарная корни	0,24	0,57	0,25	0,07	0,06	0,05	0,08
картофель, клубни	0,32	0,97	0,60	0,02	0,03	0,06	0,14
клевер красный в цвету	1,97	5,38	1,60	0,11	2,01	0,63	0,56
виноград, лоза	0,17	0,85	0,50	0,01	0,07	0,04	0,14
овес, зерно	2,30	2,88	0,50	0,05	0,16	0,17	0,85
рис, зерно	1,20	5,26	0,32	0,12	0,07	0,18	0,81
ячмень, зерно, яровой	2,10	2,55	0,55	0,10	0,10	0,16	0,85
фасоль, зерно	3,68	3,90	1,72	0,06	0,24	0,29	1,38
соя, зерно	5,80	2,84	1,26	0,03	0,17	0,25	1,04

В естественных БГЦ борьба за питательные элементы между растениями идет так же энергично, как и в агроценозах. Для естественных БГЦ тоже характерны различия в потреблении питательных веществ в разные периоды сезона.

Обращает внимание резкое возрастание содержания азота в травах, когда окопкой снимается влияние деревьев. Специальные опыты показали, что лишь при внесении азота в дозе более 25 кг/га травяной ярус реагирует на него. В обычных лесах при меньшей норме деревья перехватывают азот, поступающий в почву как с дождевыми осадками, так и при азотофиксации. При этом фиксация азота варьирует по годам. Так, клевер александрийский в 1-й год пользования фиксирует 38 кг N/га, во 2-й год – 88, в 3-й – 1–62, в 4-й – 31 кг N/год.

Неравномерно распределена фиксация азота из атмосферы и в течение сезона, что связано с влажностью и температурой почвы. Динамика питательных веществ в почвах, таким образом, зависит от климата, погоды, типа БГЦ, компонентов фитоценоза и микробного комплекса, осадков и их химизма, свойств почв. В агрохимии установлено, что внесение 45 кг/га N повышает урожай на 7–40%, то же количество P на 3–30%, K – на 2–15%. Если такое количество удобрений действует на урожай, то значит содержание доступного количества этих элементов ограничено. По содержанию валовых количеств N, P, K можно полагать, что калия вполне достаточно в почве. Если пересчитать внесение дозы удобрения (45 кг/га), то окажется что, в слое 0–10 см они составляют 4,5 мг на 100 г почвы. По результатам многолетних исследований агрохимиков, эта величина соответствует низкой обеспеченности почв питательными элементами (табл. 18.6).

Таблица 18.6. Обеспеченность почв питательными элементами в слое 0–40см (по данным В.Г. Минеева)

Обеспеченность	$N–NO_3$, мг/кг	K_2O, мг/100г	P_2O_5, мг/кг	B, мг/кг	Mn, мг/кг	Mo, мг/кг	Zn, мг/кг
очень бедная	0–5	0–4	<5	0,1	<1	<0,05	<0,02
бедная	5–10	4–8	6–10	0,1–0,2	1–10	0,05–0,15	0,3–1,0
среднеобеспеченная	10–15	8–12	11–15	0,3–0,5	11–50	0,2–0,25	1,1–3.0
богатая	15–20	12–25	15–25	0,6–1,0	51–100	0,3–0,5	3,1–5,0
очень богатая	>20	>25	>25	>1	>100	>0,5	>5

Внесение удобрений в почву существенно влияет на циклы элементов в экосистемах. Следует также отметить, что для разных почв шкалы обеспеченности разные, и получены они разными методами. Поэтому прямое сравнение содержания подвижных элементов в разных почвах, как правило, не корректно, требует больших поправок. Но как сравнительные характеристики разных почв эти показатели весьма полезны. Для почв получены данные по оптимальному содержанию в них доступных питательны веществ(табл. 18.7).

Они свидетельствуют, что роль удобрений заключается не столько в пополнении запасов питательных веществ в почве, сколько в интенсификации круговорота этих веществ, в ускорении их циклов.

Наблюдения показывают, что злаковые, в частности пшеница и ячмень, максимальное количество N, P, K из почвы потребляют при выходе растений в трубку.

Таблица 18.7. Оптимальные для агроценозов на суглинистых почвах почвенные параметры (по данным В.Г. Минеева)

Показатели	Чернозем обыкновенный	Серая лесная	Дерново-подзолистая	Серозем типичный
гумус, %	7	3	2,5	1,3
азот, %	0,30	0,20	0,15	0,14
фосфат подвижный, мг/100 г	20	20	20	4
калий обменный, мг/100 г	35	20	15	400

При наливе зерна расход резко снижается, а содержание К в почве даже увеличивается. С этими периодами коррелируют минимумы и максимумы в содержании питательных веществ в почве. По данным Г.К. Зыкиной с соавторами активность нитрат-ионов в пахотном слое серой лесной почвы была высокой в июле (при наливе зерна) и в сентябре (при возвращении части нитратов в почву с пожнивными остатками и прекращении потребления их из почвы растениями). Активность NO_3 заметно увеличивается в отдельные годы, что связано с азотфиксацией (увеличение заметно как на удобренных, так и на не удобренных почвах).

Под хлопчатником на орошаемом сероземе и лугово-сероземных почвах в течение 1975–1988 гг. к началу вегетации всегда был приурочен максимум в содержании подвижного К, к концу вегетации – минимум. Эта закономерность прослеживается в многолетнем цикле.

В естественных ценозах разные растения имеют различную продолжительность жизни и несовпадающие сроки фаз развития. Поэтому в почвах этих ценозов такие четкие максимумы выражены плохо. В естественных ценозах встречаются несколько максимумов и минимумов в содержании питательных веществ в почве в течение сезона. Они обусловлены интенсивностью потребления веществ разными растениями.

Динамика азота в лесных экосистемах

Одним из примеров динамики иона аммония в лесных почвах могут служить данные З.Н. Арефьевой. В естественных лесах очень высока концентрация питательных веществ в подстилках (содержание NH_4 в сосняке черничнике в подстилке на дерново-подзолистых почвах колеблется от 12 мг/кг в мае до 430 мг/кг в сентябре). В почвах под разными лесами максимумы содержания азота могут сдвигаться (табл. 18.8).

На вырубках наблюдаются лишь количественные различия, но характер изменений тот же (см. табл. 18.8). В горизонте А1 содержание NH_4 заметно меньше, отмечается явное снижение количества NH_4 в почвах в середине лета. Изменения в динамике NH_4 могут определяться не только потреблением их растениями, но и процессами нитрификации (табл. 18.9). «Антагонизм» в содержании аммиака и нитратов в почвах особенно хорошо заметен в условиях пала (сжигания подстилки). В этом случае процессы нитрификации идут активнее, и нитраты в большой степени образуются в лесных почвах (см. табл. 18.9). Отмечается, что в отдельные периоды избыток нитратов выносился из горизонта А0 в горизонт А1 и даже А2. Для лесных почв характерен в одни годы максимум в содержании NH в июне, иногда в июле, в другие – в июле ярко выражен минимум.

Таблица 18.8. Содержание иона аммония в супесчаной дерново-подзолистой почве южной тайги Зауралья, мг/кг (по данным З.Н. Арефьевой)

Месяц 1958–1960 гг.	Горизонт							
	A0	A1	A0	A1	A0	A1	A0	A1
	Сосняк черничник				Сосняк травяно-зеленомошный			
	лес		вырубка		лес		вырубка	
VI	300	76	216	55	29	22	74	21
VII	189	28	99	45	77	32	128	24
IX	430	257	595	260	620	211	562	255
X	103	12	84	16	67	9	87	9
V	82	44	102	44	67	32	110	50
VI	71	36	26	21	76	13	192	147
VII	93	33	91	45	194	26	294	44
VIII	293	48	240	31	158	14	143	35
IX	106	21	51	14	150	15	174	24
V	160	14	307	23	64	13	123	30
VII	143	24	65	14	126	15	50	27
X	74	8	187	10	42	8	57	13

Таблица 18.9 Динамика содержания нитратного и аммиачного азота в дерново-подзолистых супесчаных почвах Припыжминских боров Зауралья, мг/кг (по данным З.Н. Арефьевой)

Возраст вырубки	Горизонт	Май		Июнь		Июль	
		NH_3	NO_3	NH_3	NO_3	NH_3	NO_3
Сосняк травяно- зеленомошный							
свежая	A0	–	–	74	0	77	0
	A1	–	–	21	0	32	0
1 год	A0	110	31	192	0	294	14
	A1	50	0	147	0	44	0
2 года	A0	123	0	–	–	50	26
	A1	30	12	–	–	27	5
3 года	A0	129	163	–	–	–	–
	A1	29	0	–	–	–	–
Сосняк черничник							
свежая	A0	–	–	216	0	99	0
	A1	–	–	55	0	45	0
1 год	A0	102	13	51	0	91	0
	A1	44	0	26	0	45	0
2 года	A0	307	0	–	–	65	20
	A1	23	0	–	–	14	0
3 года	A0	184	0	–	–	62	0
	A1	31	0	–	–	22	0

Примечание. Прочерк – нет данных.

Такие противоречия наталкивают на мысль, что выбранные сроки исследования могли не отразить всех особенностей поведения азота.

Более детальные исследования в лесных почвах под лесом и на гари с учетом содержания подвижных элементов в зимнее время показали, что в декабре, как правило, содержание нитратов на гари заметно меньше, чем в сентябре. Эти данные были подтверждены другими наблюдениями, на других, суглинистых, почвах и в иных условиях. Действительно, зимою в почвах подвижных питательных веществ значительно меньше, чем ранним летом и поздней осенью. Возможно, этот эффект связан с более низкой температурой и растворимостью веществ в зимний период.

В лесных почвах нитратов почти нет в течение всего года (табл. 18.10).

Таблица 18.10. Динамика содержания иона-аммония (верхняя строка) и иона нитрата (нижняя строка) в дерново-подзолистой супесчаной почве Зауралья после пожара (1) и в сосняке черничнике (2), мг/кг (по данным З.Н. Арефьевой)

Горизонт	1959 г.						1960 г.					1961 г.		
	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	V	VII	X	XII	III	V	VII
1A0	359	110	322	189	213	193	36	38	30	38	69	37	12	11
	20	14	0	45	45	16	98	332	65	34	18	179	54	20
1A1	134	46	89	128	137	38	16	21	29	36	30	63	15	14
	0	0	0	0	0	10	84	211	59	30	16	83	11	0
1A2	19	22	25	11	31	17	20	17	16	14	12	10	10	14
	0	0	0	0	0	0	9	0	0	19	13	16	0	0
2A0	–	47	147	55	99	248	–	49	71	202	223	109	89	49
	–	-	0	0	0	0	–	0	0	0	0	0	0	0
2A1	–	21	46	18	9	121	–	19	10	32	33	15	13	37
	–	0	0	0	0	0	–	0	0	0	0	0	0	0
2A2	–	22	28	21	11	18	–	15	8	12	18	16	12	19
	–	0	0	0	0	0	–	0	0	0	0	0	0	0

Примечание. Прочерк – нет данных.

В песчаных маломощных подзолах (табл. 18.11) под сосняком брусничным изменение содержания аммиачного азота наблюдается в подстилке. В толще почвы 3–80 см максимальная амплитуда достигает 6 мг/100 г, иногда снижаясь до 0.

В подстилке увеличение содержания обменного аммония происходит зимой (с ноября по апрель). Учитывая низкое содержание в лесных почвах тайги нитратов, следует предположить, что динамика в первую очередь определяется потреблением азота деревьями. При этом подстилка играет важную роль в снабжении растений азотом.

Динамика калия в лесных экосистемах

Динамика подвижного (водорастворимого) калия, по данным В.К. Куликовой значительна в разных типах леса на супесчаных подзолистых почвах (Карелия) также, в основном, в подстилке. В минеральных горизонтах амплитуда изменения содержания К составляет 3–5 мг/100 г почвы (табл. 18.12).

Таблица 18.11. Динамика обменного NH_4 в песчаном маломощном подзоле под сосняком брусничником, мг/100 г (по данным В.К. Куликовой)

Горизонт	Глубина, см	Год, число, месяц															
		1966			1967					1968					1969		
		30.08	9.09	20.10	27.03	22.05	17.07	22.09	23.11	16.01	19.03	19.04	22.05	26.08	19.05	20.10	15.11
A0	0–1	15	5	12	3	12	15	12	28	27	17	24	9	20	27	27	112
	1–3	24	7	13	32	12	12	2	44	-	-	-	-	-	-	-	-
A2	3–7	2	0	1	3	2	1	0	1	4	4	1	0	0	2	1	2
B1	7–15	2	1	1	4	2	2	0	1	1	4	1	0	0	1	1	2
B	30–40	3	1	1	4	2	1	0	1	2	6	0	0	0	1	1	2
B	50–60	4	1	1	4	2	2	0	1	3	2	0	0	0	2	1	2
BC	> 70	3	1	1	3	2	2	0	-	1	2	0	0	0	2	1	2

Примечание. Прочерк – нет данных

Таблица 18.12. Динамика содержания водорастворимого K_2O (по месяцам) в подзолистой супесчаной почве (Карелия), мг/100 г почвы (по данным В.К. Куликовой)

Возраст, лет	Горизонт	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Березово-еловые разнотравно-черничные леса											
12	A0, L	–	–	–	26	15	34	134	15	89	44
	A0, F	21	8	20	–	6	0	45	5	39	35
	A1 A2	1	сл.	1	1	0	0	2	1	сл	0
	B1	1	1	0	0	0	0	0	сл	сл	0
38	A0, L	–	–	–	48	11	30	41	31	105	43
	A0, F	52	19	12	–	5	17	35	22	22	15
	A1 A2	2	5	2	2	0	0	1	1	0	0
	B1	сл	2	0	2	0	0	сл	сл	1	0
84	A0, L	–	–	–	54	12	35	61	31	56	85
	A0, F	36	28	37	–	12	31	83	42	111	29
	A1 A2	1	2	0	1	1	1	2	1	1	1
	B1	1	3	1	1	0	0	0	0	1	1
Березово-еловые мертвопокровные леса											
38	A0, L	–	–	–	58	–	26	62	50	56	50
	A0, F	74	37	5	–	7	11	9	11	42	42
	A1 A2	1	5	сл	2	0	2	0	1	1	0
	B1	1	–	0	2	0	2	0	0	0	0
56	A0, L	–	–	-	50	–	18	60	30	39	36
	A0, F	43	65	12	–	8	15	25	13	39	36
	A1 A2	1	0	0	3	1	1	2	сл	1	1
	B1	0	0	0	0	0	0	0	сл	0	0

Примечание. Прочерк – нет данных.

В маломощном подзоле, сосняке брусничном, наблюдаются некоторые различия в количестве водорастворимого и обменного калия (табл. 18.13).

Таблица 18.13. Динамика содержания калия в маломощном подзоле, мг/100г почвы (по данным В.К. Куликовой)

Горизонт	Глубина, см	Водорастворимый							Обменный (1 N NaCl)					
		1966 г.			1967 г.				1968 г.			1969 г.		
		30.VII	9.IX	20.X	27.III	22.V	17.VII	22.IX	19.IV	22.V	26.VIII	V	IX	XI
A0	0–1	16	5	7	27	13	13	6	132	50	29	48	32	65
A0	1–3	0	2	4	17	21	15	26	–	–	–	–	–	–
A2	3–7	2	–	0	–	1	0	1	4	2	5	2	1	2
B1	7–15	–	1	–	–	1	0	0	3	2	2	2	1	1
B2	30–40	–	0	–	–	0	1	–	2	1	4	1	1	1
B3	50–60	–	–	–	0	–	1	–	2	1	7	1	1	1
BC	70–80	–	–	–	0	–	0	–	3	2	9	1	1	1

Примечание. Прочерк – нет данных.

Содержание обменного калия в 2–3 раза больше водорастворимого в минеральных горизонтах. В подстилке содержание обменного калия часто на порядок выше, чем водорастворимого. Как и для аммиачного азота, для подвижного и обменного калия заметно повышение концентрации в зимние месяцы.

Динамика содержания подвижного фосфора в почве

Динамика доступного для растений фосфора аналогична динамике K и NH. Так, в торфяных почвах Латвии максимум подвижного P для слоя 0–10 см отмечается с 30 мая по 21 июня, а затем содержание фосфора в почве резко снижается в июле–сентябре–октябре, снова возрастая в ноябре. В этих почвах также ведет себя подвижный калий: с 29 мая по 6 июня – максимум его содержания, затем концентрация снижается и снова возрастает к августу.

По данным К.А. Забелло, в дерново-палево-подзолистых супесчаных почвах Белоруссии содержание подвижного P слабо увеличивается в июле по сравнению с маем и сентябрем. В спелом насаждении общее количество подвижного P больше, но тенденция та же: максимум приходится на июль. Сама амплитуда динамики в минеральных горизонтах 50–10 см мала. За 10 лет содержание NH изменялось в пределах 2–6 мг/кг и на вырубке, и в лесу.

Все приведенные примеры свидетельствуют, что существующие методики часто не дают полного представления о динамике питательных веществ. Вмешивается пространственная неоднородность почв, так как отбор образцов в новый срок производится в новых точках. О варьировании в содержании подвижного P дают представление данные Л.Б. Холоповой (табл. 18.14). Коэффициент вариации для отдельных сроков достигает величин 70 и даже 135% при сравнительно невысоком уровне варьирования по срокам. Поэтому отбор образцов из разных точек увеличивает ошибки. Кроме того, как это было показано для pH, в разных точках БГЦ и парцеллы динамика питательных веществ может существенно различаться, вплоть до прямо противоположных циклов.

Кроме того, оценки содержания питательных веществ зимой отражают потенциальное содержание, а не количество подвижных элементов в данный зимний срок. Возможно, для оценки обеспеченности почв питательными веществами это не играет принципиальной роли, но для оценки динамики необходимо учитывать доступность питательных веществ именно при данной температуре.

Более детальное представление о динамике питательных веществ могут дать другие методы – не экстракции, а определенные in situ. К ним относят методы ион-селективных электродов (ИСЭ) и ионитов.

С помощью ионитов были проведены круглогодичные исследования динамики K, P в дерново-подзолистых почвах (Е. В. Турченкова) и в коричневых почвах (Г. Ю. Зенкова).

Полученные результаты вскрыли новые особенности в поведении питательных элементов в почвах. В дерново-подзолистых почвах, по данным Е. В. Турченковой, в годовом цикле наблюдается несколько максимумов и минимумов (в лесных БГЦ). Так, в апреле, при переходе температуры воздуха через 5°C подвижность фосфора заметно возрастает. Затем в мае–начале июня содержание подвижного P падает. Новые максимумы отмечаются в июне, августе и общее возрастание количества P в сентябре–октябре. В зимний период содержание подвижного P выравнивается и снижается к январю–февралю. Весной вновь увеличивается подвижность фосфора.

Таблица 18.14. Динамика и варьирование (V, %) подвижного фосфора в дерново-подзолистых почвах, мг/100 г почвы

Дата	1971 г.				1972 г.			
	A1		A1, A2		A1		A1, A2	
	M	V	M	V	M	V	M	V
Березняк волосистоосоковый, 50 лет								
9.V	7	25	4	23	6	23	4	28
1.VI	6	31	5	20	–	–	–	–
1.VII	6	47	3	23	5	18	3	47
4.VIII	7	18	4	65	–	–	–	–
1.IX	6	63	4	22	–	–	–	–
8.X	5	12	3	37	4	50	2	45
27.XI	7	28	4	13	–	–	–	–
Березняк волосистоосоковый, 85 лет								
9.V	6	33	3	47	6	48	4	55
1.VI	6	31	4	62	–	–	–	–
1.VII	6	31	3	57	6	31	3	43
4.VIII	7	31	3	57	6	31	3	43
1.IX	8	18	4	50	–	–	–	–
8.X	5	42	3	80	5	70	2	80
27.XI	4	42	3	80	5	70	2	80
Сосняк лещиново-хвощово-лютиковый, 78 лет								
9.V	2	40	1	0	1	50	1	50
1.VI	2	65	1	0	1	50	1	50
1.VII	2	65	1	50	–	–	–	–
4.VIII	2	35	1	40	–	–	–	–
1.IX	1	40	1	0	–	–	–	–
8.X	1	30	0	0	1	70	0	0
27.XI	0	0	1	80	0	0	–	–
Ельник лещиново-костянично-кисличный, 90 лет								
9.V	6	48	1	37	6	50	3	53
1.VI	7	43	3	30	–	–	–	–
1.VII	4	32	3	75	3	77	2	70
4.VIII	5	56	2	70	–	–	–	–
1.IX	4	70	2	0	–	–	–	–
8.X	4	68	2	85	4	55	2	135
27.XI	6	53	2	40	–	–	–	–

Примечание. Прочерк – нет данных.

Анализ динамики питательных веществ непосредственно в почве

С помощью ионитов удалось выявить динамику разных питательных веществ, не отбирая образцы из почвы. Для этого использовали метод ионитов.

Аналогичная динамика К, в частности, в дерново-подзолистых почвах, подтверждает данные, полученные другими методами и уточняет определенную общность в поведении питательных элементов. В гор. A1 четко прослеживаются

зимний минимум, весенний максимум, июньский-июльский максимум и осеннее возрастание подвижности К.

Весенннее возрастание связано с повышением температуры и химической подвижности веществ: увеличивается их растворимость, концентрация в растворе, скорость диффузии и т.д. Распускание листвы у деревьев резко снижает содержание подвижных питательных веществ. Затем наступает небольшой перерыв в их потреблении, что отражается в июньском максимуме. Энергичный прирост деревьев в высоту снова снижает количество питательных веществ в почве. После прекращения прироста в высоту наступает небольшой перерыв в интенсивности потребления, который снова сменяется усиленным поглощением питательных элементов для обеспечения прироста по диаметру ствола, плодоношения и т.д.

Осеннее увеличение количества подвижных питательных веществ связано с поступлением опада. Из него в течение месяца вымывается до 20% зольных веществ, которые в первую очередь поступают в гор. А1.

Как показала Г.Ю. Зенкова, в аридных условиях (коричневые почвы под можжевеловыми и дубовыми лесами средиземноморского типа, маквис) существует неравномерность в уровне обеспеченности почвы подвижными соединениями. В отдельные летние месяцы содержание подвижных соединений, например К, меньше, чем в зимние (декабрь–март). Летом подвижный К, возможно, почти полностью потребляется растениями. Отмечается цикличность в динамике: возвращение через год к исходным значениям. Как и в дерново-подзолистых почвах, отмечается неясная цикличность, синусоидальнообразная кривая динамики в содержании калия в почве. Эта динамика отражает воздействие растений и варьирует в разных БГЦ.

Динамика Р в коричневых почвах напоминает динамику калия. Наблюдается аналогичное чередование максимумов и минимумов. Заметна разница в динамике в разные годы. Влияние растительных сообществ также четко проявляется при сравнении динамики Р в разных БГЦ. В коричневых лесных почвах существенно содержание подвижных соединений аммиачного азота. Динамика NH_4 также напоминает синусоидальную кривую. В светло-каштановых почвах отмечается существенная разница в динамике Р в ряду и междурядье вяза, дуба, ясеня. В ряду в гор. А1 возрастает количество подвижного Р в начале августа, в междурядье содержание Р низкое.

Оценка возможного вклада разных факторов в динамику питательных веществ в почве

Выше говорилось о влиянии растений на динамику питательных веществ в почве. Это хорошо подтверждается данными по содержанию подвижного Р в гор. А1 под разными растениями травяного яруса.

Установленные факторы, влияющие на динамику питательных веществ, возможно не одинаковы по своему значению в разных условиях. Не тождественно их воздействие на разные питательные элементы.

Оценка степени влияния разных элементов (по формуле К. Шеннона) на коричневых почвах показала, что на содержание подвижного $N\text{-}NH_4$ влияют фенологические фазы и наличие почвопокровного плюща, на содержание Р – наличие почвопокровного плюща, типа древесных пород, тип подстилки, на К – тип древесных пород, фенологические фазы, тип подстилки.

Для оценки динамики питательных веществ в естественных БГЦ необходимо оценить эти факторы, их важность в жизни БГЦ. Так, питательные вещества поступают в гор. А1 из подстилки, с дождевыми водами, при разложении органического вещества почвы, в результате растворения соединений в почвенном растворе.

Часть этих параметров прямо связаны с температурой и влажностью почв. Потеря питательных веществ из почвы связано с потреблением их растениями и выносом их из гор. А1 в нижние горизонты. Имеются существенные различия между концентрацией подвижных веществ в почве и их поглощением ионитом. Как уже говорилось выше, также противоречивы такие факторы, как запасы подвижных веществ в слое почвы 0–40 см (зона распространения корней) и отзывчивость растений на сравнительно небольшие дозы удобрений.

Разгадка подобных явлений, возможно, кроется в следующем.

Объем корней в почвах составляет 1–20 $м^3$/га, что соответствует лишь 0,5% от объема слоя почвы 0–40 см. Реагирует с корнем слой почвы 1–3 мм, как это показывают опыты разных исследователей (Л.О. Карпачевский и другие). Значит из остального объема почвы питательные вещества подаются или в растворе, или из ненасыщенных водой почв путем диффузии. Следовательно, если почва достаточно сухая, то снабжение питательными веществами будет замедлено (коэффициенты диффузии солей в почве колеблются в пределах n 10^{-3}–n 10^{-6} см /с).

В насыщенных водой почвах питательные вещества в верхние горизонты поступает из нижележащих слоев. Поэтому в обоих случаях дополнительное внесение питательных веществ в верхний горизонт почв благотворно действует на растение.

По этой же причине (неравномерность распределения питательных веществ в почве, минимум в зоне, прилегающей к корням, максимум в блоке почв, наиболее удаленном от корней) анализы крупных образцов почв, принятые в агрохимии, завышают содержание доступных питательных веществ в почве, а, главное, не учитывают малую скорость их подачи к корню.

Именно более высокая влажность почв способствовала, как было показано выше, более эффективному снабжению растения питательными веществами.

Оценка содержания питательных веществ в почве осложняется также суточной динамикой их концентраций. Так, используя ИСЭ установили, что активность К и NO_3 в разных почвах существенно колеблется даже в 1-ую половину дня (табл. 18.15).

Таблица 18.15. Дневная активность К и NO_3 в почвах

Почва	Время, часы	К, ммоль/л	NO_3, ммоль/л	Влажность, %	Температура, °С
чернозем южный	10	0,50	0,24	22,5	13
	12	0,37	9,75	26,2	11
	14	0,50	22,6	23,0	13
чернозем обыкновенный	10	0,38	1,75	16,8	14
	12	0,52	3,3	24,9	16
чернозем типичный	10	–	1,8	21,9	16
	12	0,07	1,6	27,4	15
	14	0,15	1,8	–	–
серая лесная	10	0,02	2,5	18,5	16
	12	0,04	3,2	15,0	14

Примечание. Прочерк – нет данных.

Одним из возможных способов оценки питательного режима можно считать расчет средней концентрации питательных элементов (средний уровень их содержания). Его следует дополнить специфичным показателем (содержание питательных элементов в почве), рассчитанным по информационному анализу (табл. 18.16). Данные свидетельствуют, что в разных типах леса и обеспеченность, и специфика одних и тех же видов может существенно различаться.

Таблица 18.16. Среднее (М) и специфическое (Р) содержание К и NH_4 под разными растениями в ельнике волосистоосоковом

Растение	Год	К		NH_4
		М	Р	М
Сосняк лещиновый				
кислица	1980	78	<50	53
папоротник женский		48	<50	51
сныть обыкновенная		102	100–150	57
ландыш майский		91	100–150	45
осока пальчатая		67	50–100	41
Сосняк с липой				
кислица	1980	111	<50	54
папоротник женский		69	50–100	52
сныть обыкновенная		68	<50	58
Липняк волосистоосоковый				
сныть обыкновенная	1980	62	100–150	52
ландыш майский		116	50–100	59
осока волосистая		53	<50	64
Сосновые посадки				
мертвопокровная парцелла	1982	52	30–60	35
вероника дубравная		44	30–60	26
ожика лекарственная		92	60–90	41
вероника лекарственная		57	60–90	39
вейник		35	<30	27
кошачья лапка		53	30–60	30
грушанка средняя		88	60–120	30
ежа сборная		69	90–120	34
золотая розга		68	90–120	38

Вполне возможно, что высокий уровень в содержании питательных элементов может отражать как низкую интенсивность потребления, так и быстрый возврат (с опадом) поглощенных растением питательных веществ.

Итак, анализ динамики питательных веществ позволяет вскрыть четкую цикличность этого процесса. Она бывает суточной, многодневной, сезонной, многолетней. Влияние зимних пауз четко прослеживается в умеренном холодном климатическом поясе. Роль растений на фоне термодинамического равновесия почвенных соединений, находящихся в твердой фазе и почвенных растворах, четко прослеживается во всех экосистемах.

Годовая динамика может быть элементом более сложного многолетнего процесса, связанного с развитием экосистемы до ее зрелости, сукцессиями экосистем (парцелл), случайными, вероятностными воздействиями на почву (в основном животными).

В литературе, особенно у физиологов растений и агрохимиков, накопилось много данных о сбалансированных удобрениях, оптимальных отношениях N:P:K для растений. В естественных почвах для каждого вида растений эти отношения могут быть разными. При этом очень важно учесть влияние питательных элементов на диффузию друг друга в почве, на pH, на другие свойства почв.

В заключение следует также обратить внимание, что динамика питательных веществ в пределах экосистемы неодинакова. Возможны прямо противоположные изменения в концентрации тех или иных веществ в разных точках экосистемы. Эта пространственная функциональная неоднородность сочетается с неоднородностью в содержании питательных веществ в экосистеме, с варьированием влажности, pH, температуры, запасов подстилки и т.д. Все эти факторы мешают правильно оценить динамику питательных веществ. Особенно трудно разделить динамику и пространственное варьирование, используя традиционные методы.

Следует помнить еще об одной опасности, которая грозит исследователю, использующему при наблюдениях за динамикой почвенных свойств (питательным режимом) смешанные образцы. Е.А. Дмитриев доказал, что ряд почвенных свойств не аддитивен, и при анализе смешанных образцов могут получаться совсем не средние данные по характеристике данного свойства. Выше говорилось, что динамика pH на разном расстоянии от ели прямо противоположная. Это значит, что усреднение покажет отсутствие динамики pH в почве. Аналогичная история может произойти, если при смешивании образцов при определении pH среды выщелоченных почв в них попадется включение карбоната Са. Анализ покажет щелочную реакцию, что не будет соответствовать реальности. Поэтому наступило время методов, позволяющих контролировать почвенные свойства непосредственно в природе, без отбора образцов. Одним из таких методов следует признать метод ИСЭ (В.В. Снакин, Г.А. Курелла). Не менее важны дистанционные методы изучения почв, такие как электрическое зондирование (А.И. Поздняков и другие).

Следует отметить, что почвенный гумус также является источником ряда питательных веществ. Его восстановление в агроценозах идет плохо. Гумус постепенно срабатывается, и его количество уменьшается. Для восполнения запасов гумуса, как показали исследования агрохимиков, в частности В.А. Кумахова, необходимо ежегодное внесение ороганических удобрений порядка 8т/га. В этом случае баланс органического вещества почвы будет положительным.

Заключение

Итак, почва является динамичным образованием. Ей свойственны вековые, многолетние, сезонные, суточные изменения свойств. Часть свойств могут изменяться циклично, изменение же других необратимо. Необратимые изменения лежат в основе эволюции почв, которая связана с постоянным воздействием факторов почвообразования. Следует выделить 3 категории динамических процессов в почве как в природном теле. Первая категория – изменение свойств индивидуаль-

ного объема почвы (педона, тессеры, индивида). Эти изменения сопровождаются формированием генетических горизонтов почвы, морфонов, суточной динамикой почвенных свойств, в том числе питательного, водного, теплового режимов. 2-ая категория – изменения почвенного покрова, его динамика. В этом случае почвенный покров может эволюционировать, переходя из одного типа в другой, в котором компонентами его будут совсем другие почвы. Но, возможно, что компонентный состав почвенного покрова останется прежним, изменится лишь положение отдельных компонентов в почвенном покрове (произойдет чередование, смена почв, свойственная этому почвенному покрову). Например, «поменяются» местами малогумусные и сильно-гумусированные почвы, почвы с разной степенью насыщенности основаниями и т.д. При сохранении компонентного состава почвенного покрова возможно изменение содержания тех или иных компонентов (возрастание участия одних и уменьшение других), что будет наблюдаться, например, при обсыхании или, наоборот, переувлажнении ландшафтов в отдельные засушливые или плювиальные периоды (периоды повышенного поступления осадков).

3-я категория динамических процессов в почвах связана с полным или частичным замещением определенного объема почвы другой породой, на которой затем разовьется та же или другая почва. Эта форма динамики связана с процессами эрозии, дефляции, переотложения минерального субстрата водами и ветром, поступлением пирокластического материала на поверхность почв. В зависимости от скорости поступления материала старый объем почвы может включаться в состав новой почвы, а может превращаться в подстилающую породу, в которой уже собственно почвенные процессы не идут. Именно эта форма динамики характерна для почвы как компонента биосферы в геологической истории планеты.

Но оценивая «геологическую» динамику почвы следует отметить, что породы, пройдя стадию почвообразования, сохраняют часто определенные свойства, унаследованные от почвы. К ним следует отнести остаточную гумусированность, некоторое обогащение элементами, биологический коэффициент потребления которых достаточно велик (Be, S, Cr, Zn, As, Mo, Ag, Cd, Sn, J, Cs, Au, Br). Сохраняются некоторые элементы структуры почв. Некоторые формы карбонатов унаследованы породой от почвы (они образовались при разложении гумуса). В частности, обогащение лессов карбонатами связано, возможно, с тем, что они прошли почвенную стадию (Л.С. Берг, С.С. Неуструев). Обычно в палеогеографических исследованиях обращают внимание на погребенные почвы, рассматривая их как свидетелей существующих в прошлом условий. Но представления о динамике почвенных свойств позволяют искать и в слоях, примыкающих к погребенным почвам, следы почвообразования. Погребенные почвы свидетельствуют о катастрофе, неожиданном и быстром погребении почвы, что вполне сравнимо с найденным в вечной мерзлоте трупом мамонта или с насекомыми, увязнувшими в смоле деревьев, которая затем превращается в янтарь. Но значительно больше палеонтологических и палеогеографических данных получено при анализе разрозненных останков растений и животных (отдельных костей, деталей скелетов, пыльцы и т.д.). Возможно, что именно динамический подход к почвам, позволяющий выявить собственно почвенные свойства и возможную амплитуду их изменения позволит более четко представить историю биосферы в геологическое время. Знание динамики позволяет оценить само свойство, специфичность его для почвы и связь с геологическими процессами.

В многочисленных публикациях, материалы из которых частично были приведены выше, представлены данные об изменении в содержании гумуса пахотных почв. Имеются кривые, показывающие убыль гумуса в почвах. Но часть этой убыли связана не с динамическими почвенными процессами (разложение и синтез гумуса), а с геологическим процессом – эрозией почв. В этом случае четкое разделение процессов эрозии и сработки гумуса позволяет оценить историю ландшафта и прогнозировать те или иные изменения при его эволюции.

Возможность регенерации почвенного покрова после его уничтожения четко прослеживается в истории Земли, хотя далеко не всегда ясно, сколько времени потребуется для полного восстановления ландшафта, включая педосферу. Но поскольку площадь суши, а значит и педосфера ограничена, то сохранять определенную долю действующих почв – актуальная экологическая задача. Совершенно прав Т. Мальтус, когда говорит о необходимости сохранения почвы, почвенного покрова как источника жизни, поскольку его ресурсы ограничены. Именно размеры педосферы определяют увеличение производства продуктов в арифметической прогрессии, поскольку живые организмы ограничены площадью педосферы. Можно увеличить площадь посевов до определенной величины, но она все равно ограничена площадью педосферы.

За период с 1955 по 1965 гг. индекс производства продуктов питания возрос на 30 пунктов, в то время как народонаселение возросло на 22 пункта. Это позволило увеличить количество продуктов питания на душу населения (на 10%). Но с 1959 г. оно держится на одном уровне. Увеличение произошло в период с 1955 по 1965 гг., когда отмечались большие успехи в области селекции, молекулярной биологии, сельскохозяйственной науки. В настоящее время население планеты превышает 6 млрд чел (в 1961 г. ФАО прогнозировало, что к 2000 г. население Земли достигнет 6 млрд человек). Если сравнить, что в 1900 г. население мира составляло 1,7 млрд человек, то в 1965 г. оно увеличилось до 3,4 млрд. Следующее удвоение произойдет где-то в районе 2010 г. Для удовлетворительного питания людей необходимо будет увеличить производство продуктов растительного происхождения на 200%, а животного на 300%.

Единственная реальная надежда на улучшение жизни людей – плодородие почвы, ее сохранность, восстановление деградированных площадей. В настоящее время у человечества есть возможности для повышения урожая большинства сельскохозяйственных растений.

Оценивая возможную динамику почвы, ее продуктивность в зависимости от этой динамики можно прогнозировать состояние сельского хозяйства в любом районе.

Именно поэтому динамическое почвоведение становится важной дисциплиной при изучении биосферных процессов и тех процессов, которые идут в агроэкосистемах.

Эволюция жизни на Земле была связана с эволюцией почв. Еще более с эволюцией почв связана жизнь человека. Динамическое почвоведение призвано разработать систему оценок эволюции почв, почвенного покрова, отдельных свойств почв. В частности, загрязнение почв должно оцениваться не установленными по содержанию в растениях ПДК вредных элементов, а динамикой в содержании этих веществ в почве. Если наблюдается постоянный трендовый рост их количества в почве, то следует бить тревогу до того, как загрязнение достигнет опасных границ.

Динамическое почвоведение позволяет разрабатывать более надежные приемы регенерации почв и почвенного покрова, восстановление биосферы и создания наиболее разумной совокупности ландшафтов в пределах каждой климатической зоны и каждой почвенно-географической провинции.

Экологическая роль питательных веществ в почве – основная для растений. Питательные вещества – объект конкуренции между растениями. Выше отмечалось, что травяные растения в лесах потребляют те подвижные питательные вещества, которые остаются в почве после потребления их деревьями. В верхнем слое почвы травяные растения перехватывают поток питательных элементов вниз по профилю, поэтому в лесах с напочвенным покровом содержание питательных веществ в слое А1 часто оказывается выше, чем в парцеллах, лишенных травяного яруса. Чем раньше растения включают свой механизм поглощения питательных веществ из почвы, тем удачливей они в борьбе за существование. Растения, часть корней которых распространены в подстилке или валеже, имеют определенное преимущество в снабжении их питательными веществами. На пахотных удобренных почвах возобновившиеся леса имеют обычно более высокий бонитет, чем естественные.

Литература

Арефьева З.Н. Азотный режим лесных дерново-подзолистых почв южной тайги Зауралья. В кн.: Лес и почва. Красноярск, 1968.

Зенкова Г.Ю. Динамика питательных веществ в коричневой почве под различными древесными породами. Автореф. дисс....канд. биол. наук. МГУ. 1987.

Карпачевский Л.О. Динамика свойств почв. М.: ГЕОС, 1997.

Лукина Н.В., Никонов В.В. Питательный режим лесов северной тайги (природные и техногенные аспекты). Апатиты: Кольский НЦ ИППЭС, 1998.

Орехова Н.П. Годовая динамика фосфора и калия в дерново-подзолистой модельной почве под древесными породами // Вестн. МГУ. Сер. почвоведение 1978.

Рассел Э. Почвенные условия и рост растений. Изд-во ИЛ, 1955.

Томсон Л.М, Троу Ф.Р. Почвы и их плодородие. М.: Колос, 1982.

Глава 19
Почвенные процессы

Динамика свойств почвы подводит нас к пониманию сущности почвенных процессов. Обычно под процессом понимают смену состояний у явления. Но динамика свойств – это тоже смена состояний. Интуитивно почвоведы отделяют динамику свойств от процессов. Но именно само понятие процесса таит в себе неопределенность. Во-первых, что значит состояние. Какие пределы изменения свойств относить к прежнему состоянию, какие нет. Что значит смена состояний. Или динамика и процесс – это одно и то же? Как и динамика, процессы могут быть циклическими, обратимыми, необратимыми, трендовыми и псевдообратимыми.

Цикличные процессы – когда явления в ходе смены состояний возвращаются к исходному состоянию. К таким процессам можно отнести нагревание и остывание почвы, их увлажнение и иссушение.

Обратимые процессы – при смене условий ничто не мешает идти процессу в обратном направлении. К этим процессам относятся: формирование состава обменных катионов, превращение иона аммония в ион нитрата и обратная реакция и пр. Обратимые процессы отличаются от цикличных тем, что их возвращение к исходному состоянию флуктационно, зависит как от закономерных, так и случайных смен параметров. Кроме того, обратимый процесс не обязательно возвращается количественно к исходному состоянию. Скорее этот процесс символизирует качественное восстановление некоторых признаков исходного состояния. Все цикличные процессы обратимы, но не все обратимые процессы цикличны.

Необратимые процессы – происходят такие изменения в явлении, что вернуть его к исходному состоянию невозможно. К ним можно отнести выщелачивание, сегрегацию, разложение детрита, окисление органического вещества в почве, разрушение минералов.

Трендовые процессы – когда каждое новое изменение состояния направлено к формированию нового состояния в течение данного периода времени, когда каждое новое изменение усиливает степень выраженности состояния, к которому стремится процесс. К трендовым относят как необратимые, так и обратимые процессы.

Псевдообратимые процессы – внешне напоминают обратимые возвращением к исходному состоянию, но при этом такое возвращение происходит в результате компенсации изменения состояний, связанных с необратимыми процессами. К таким процессам можно отнести формирование подстилки в лесах. Опад компенсирует разложение подстилки, но это уже другой материал.

Иерархия почвенных процессов

Трудности в выявлении почвенных процессов не ограничивается отделением их от динамики свойств. Существует иерархия процессов, которая в какой-то степени аналогична уровням организации почв.

Можно выделить следующие уровни почвенных процессов.

1. *Молекулярные процессы.* Окисление, восстановление химических соединений в почвах, изоморфные замещения в решетках кристаллов, обменные реакции, сорбция и десорбция, образование и разрушение полимеров и пр.

2. *Процессы массопереноса.* Приводят к формированию морфонов и горизонтов (водный режим почв, выщелачивание веществ из верхних горизонтов, привнос с капиллярным подъемом растворов веществ в верхнюю часть профиля).

3. *Процессы формирования почвенного профиля.* Разные сочетания процессов второго уровня.

4. *Процессы, приводящие к формированию почвенного покрова.* Сочетание в пространстве процессов 3-го уровня и процессов латерального переноса веществ из одного профиля в другой (формирование почвенной катены).

Первые два уровня процессов относятся к области молекулярного почвоведения, последние – в значительной степени к географии почв.

Краткая история теории почвенных процессов

В.В. Докучаев, давая определение почв как итог воздействия на горную породу климата, растений, животных во времени, тем самым с самого начала представил формирование почвы как процесс.

С.И. Коржинский первым выдвинул идею эволюции почв как процесс взаимодействия растений с почвой, приводящий к трендовому ее изменению. В частности, он предположил, что черноземы могут оподзоливаться под действием корней растений и превращаться в серые лесные почвы.

Эту точку зрения попытался подтвердить П.А. Костычев. Он на чернозем поместил лесной опад и несколько месяцев промывал почвы. В результате образовалась оподзоленная почва. В ней стала более кислая реакция среды, уменьшилось содержание гумуса, появились белесые оподзоленные пятна. Фактически это было первое моделирование почвообразовательного процесса. Аналогичные опыты с близкими результатами были проделаны также Г. Гоппе-Зейлером, С.П. Кравковым и многими другими исследователями. Они выявили существенный недостаток таких экспериментальных моделей. Вода с растворенным в ней органическим веществом, вымытым из подстилки, ржаной соломы, опада и т.п., фильтруясь в почву, приводит к существенным изменениям в строении и химических свойствах почв. Но такого концентрированного воздействия в природе не бывает, поэтому автоматически переносить результаты опыта на природные явления опасно.

В лаборатории П.А. Костычева утвердилось новое направление – изучение почвенных процессов. Преемник П.А. Костычева на кафедре почвоведения в Петербургском лесном институте П.С. Коссович выдвинул уже обобщающую теорию развития почвенного покрова Земли как эволюционного процесса. Он считал, что почвы могут по мере развития переходить из одного типа в другой. Существующие почвы, по П.А. Коссовичу, суть этапы развития одного глобального процесса – формирования почвенного покрова. Он выделил 6 типов процессов почвообразования: 1) сухих, жарких, пустынных областей, 2) сухих степей, 3) степей, 4) влажных умеренно-холодных лесных и луговых областей, 5) полярных областей и горных высот, 6) влажных тропических областей. П.А. Коссович считал, что почвообразование начинается на породах с высокими значениями pH (щелочной реакцией) развивается по двум направлениям: одно – к кислому подзолу, другое – к кислому краснозему (латериту).

Аналогичную, но более обобщенную идею высказал В.В. Геммерлинг. По его мнению, почвообразование идет от щелочной реакции среды к кислой.

Идею эволюции почв поддержал В.Р. Вильямс. Он считал, что формирование почвенного покрова происходит при превращении одних почв в другие в результате единого почвообразовательного процесса. При этом подзол в результате интенсивного дернового процесса переходит в чернозем. В сущности, гипотеза В.Р. Вильямса – «перевернутая» гипотеза П.С. Коссовича, который считал, что почвообразование идет от пустынных почв к подзолам.

Идея типов почвообразования была принята и использована многими почвоведами. Наиболее четко эту идею разработал К.Д. Глинка. Он выделял 5 типов почвообразования: 1) латеритный, 2) подзолистый, 3) степной, 4) солонцовый, 5) болотный с подтипом солончаковым. К.Д. Глинка обсуждал также еще один тип почвообразования – торфяной, точнее сухоторфянистый, свойственный сухим (каменистым) тундрам и высокогорным альпийским местообитаниям. Но и у Коссовича, и у Глинки идея почвообразовательных процессов скорее имела классификационный смысл, чем собственно анализ изменений состояния. К типам почвообразования они привязывали типы почв.

С.С. Неуструев первым применил термин элементарный почвенный процесс. Он же ввел понятие автогенные и гидрогенные почвы, которые его ученик А.И. Безсонов переименовал в автоморфные и гидроморфные.

Конкретные механизмы почвенных процессов одним из первых стал изучать К.К. Гедройц. Он был учеником П.С. Коссовича. В своих работах он показал, что в почвах есть почвенно-поглощающий комплекс, изменение которого меняет облик и тип почв. Так, внедрение в почвенный поглощающий комплекс иона водорода приводит к деградации комплекса, минералов, его составляющих, их разрушению и выпадению в осадок окиси кремния, что характерно для подзолов и солодей. Внедрение в почвенный поглощающий комплекс иона натрия приводит к формированию солонцов с их типичной столбчатой структурой.

Б.Б. Полынов установил закономерности передвижения солей в почве. Он показал, что более растворимые соли опережают в своем движении менее растворимые. Этим он подтвердил схему Высоцкого–Захарова, согласно которой происходит понижение уровня солевых, гипсовых и карбонатных горизонтов с юго-востока на северо-запад Европейской части России, при этом солевые горизонты расположены ниже гипсовых, а гипсовые – ниже карбонатных.

Ученик К.К. Гедройца А.А. Роде продолжил изучение почвообразовательных процессов. Его книга «Подзолообразовательный процесс», вышедшая в 1937 г., надолго определила подход к изучению подзолистых почв. В дальнейшем А.А. Роде выпустил книгу «Почвообразовательный процесс и эволюция почв», где показал связь изменения факторов почвообразования и почв.

Классификация почвенных процессов

А.А. Роде предложил классификацию почвенных процессов. Он выделял макропроцессы (почвообразовательные) и микропроцессы, такие как процесс обмена катионами в почвенном поглощающем комплексе, образование гумуса, разложение органического вещества и пр.

К почвообразовательным процессам он относил подзолистый, болотный и пр. Изменения почв в результате разных воздействий, реакций были отнесены к поч-

венным процессам. В дальнейшем они получили название микропроцессы, элементарные процессы. И.С. Кауричев называет их «слагаемыми почвообразовательного процесса». К ним А.А. Роде отнес превращение минералов горных пород (их трансформацию); накопление в почве органического вещества и его трансформацию; взаимодействие минеральных и органических веществ; накопление биофильных элементов; передвижение продуктов почвообразования в почве. Затем А.А. Роде переработал классификацию процессов. Он выделил 9 групп почвенных процессов: 1) распад первичных минералов, 2) распад и синтез вторичных минералов, разложение и синтез органических соединений, 3) разложение и синтез органо-минеральных соединений, 4) обмен ионами между почвенным раствором и твердой фазой почвы, 5) растворение и пептизация, 6) выпадение из раствора и коагуляция, 7) нисходящее и восходящее передвижение растворов, 8) увлажнение и иссушение, 9) нагревание и охлаждение.

Аналогичную классификацию разработали также И.П. Герасимов и М.А. Глазовская. Оценивая всю важность процессов при формировании почв, И.П. Герасимов предложил триаду: факторы–процессы–почва как формулу, вскрывающую сущность почвообразования. Процессы, входящие в триаду, он назвал элементарными почвенными процессами. К ним отнесены процессы, формирующие почвенные горизонты, следовательно, профиль почвы.

Р.Д. Мак Крекен, С. Боул и Ф. Хоул также предложили выделять несколько почвенных процессов, как и Ф. Дюшофур.

Б.Г. Розанов обобщил весь материал и дал классификацию элементарных почвенных процессов.

Классификация элементарных почвенных процессов

Биогенно-аккумулятивные

Гумусонакопление in situ (гумификация) – образование гумуса в результате перегнивания остатков растений и животных на месте, без перемещения.

Гумусонакопление – аккумуляция гумуса в поверхностном слое почвы и некоторое его перемещение вниз, с постепенным углублением мощности гумусового горизонта.

Дерновый процесс – интенсивное гумусообразование и гумусонакопление под воздействием травянистых растений.

Образование подстилки (колдана) в результате поступления опада на поверхность почвы и медленного его разложения.

Торфообразование (оторфовывание, торфонакопление) – процесс консервации отмерших растительных остатков при незначительной их гумификации. Выделяют оторфовывание во влажных условиях (болота, влажные западины) и сухое торфообразование в регионах с коротким вегетационным периодом и пониженной активностью микрофлоры и мезофауны (высокогорье, каменистые тундры и воздействие пирокластических отложений в районах интенсивной вулканической деятельности).

К этим процессам необходим комментарий. Как видно из определения, дерновый процесс – в сущности процесс гумусонакопления in situ с чертами процесса аккумуляции гумуса, т.е. это уже не элементарный процесс. В этом контексте он излишен и только запутывает наши представления.

Процесс гумусонакопления in situ и аккумуляция гумуса – в принципе не разделимы. Это фактически один процесс. Как показали Е.В. и С.В. Пономаренко,

образование гумусированного слоя связано с перемешиванием почв животными. Именно этот процесс приводит к формированию более или менее однородного гумусового слоя. Гумусообразование in situ достаточно неопределенный термин, поскольку важно знать, что понимается под термином in situ: в данном слое, в данной точке почвенного покрова, на отдельной почвенной частице. Известно, что дождевые черви, заглатывая опад и почву, выделяют копролиты, в которых содержатся гуминовые кислоты. Животные перемешивают почву. Дерновый горизонт (дернина) и аналогичный ему кустарничково-корневой (образованный такими кустарничками, как черника, голубика, шикша, брусника, карликовые березы и ивы) – действительно «фабрики» гумуса. Именно в этих горизонтах образуется гумус, идет процесс гумификации.

Очевидно, целесообразно все три процесса (гумусонакопления in situ, аккумуляции гумуса и дерновый) объединить в один процесс *гумификации.*

Таким образом, к этой группе процессов относятся гумификация, образование подстилки, торфообразование.

Б.Г. Розанов выделяет еще один процесс в этой группе – *биогенный синтез минералов.* Действительно, в почву поступают, например, веввелит (оксалат кальция), образовавшийся в клетках растения, фитолиты (силикатные образования разной формы). Форма фитолитов может свидетельствовать о типах растений, произраставших на данной почве в разное время. Но этот процесс скорее экзогенный для почвы. Синтез этих формирований идет в живых организмах, а не в почвах. В почвах может идти синтез растворимых минералов типа гипса, кальцита, установлено также образование ряда железистых минералов (гетит, гематит, маггемит и т.п.). Но синтез этих минералов может быть и абиотическим (выпадение из раствора). Существуют предположения, что магнетит и маггемит в верхнем гумусовом горизонте почвы образованы в результате микробиологического синтеза, но надежных доказательств этого процесса пока нет. Трудно расчленить абиотическое происхождение минералов и воздействие на них живых организмов и органических веществ, поступивших в почву с опадом, т.е. образование в результате жизнедеятельности животных и микроорганизмов.

Возникает еще одна проблема, которая обсуждалась в главе о почвенном гумусе: образование мощного гумусового слоя.

Наблюдения показывают, что на отвалах и на вышедших на поверхность безгумусовых горизонтах формируется в течение 5–15 лет гумусовый слой мощностью до 5–10 см. Этот слой таким и остается в течение последующих сотен лет, если только не вмешиваются экзогенные факторы: периодическое перемешивание гумусового слоя с подстилающим слоем (при пахоте, при вывалах, при воздействии землероев). Но в природе существуют почвы с мощностью гумусового слоя 30, 50 и даже 150 см. Можно выделить большую группу глубокогумусных почв, содержание гумуса в которых на глубине ниже 60 см превышает 1% от массы почвы. К ним относят бурые лесные, серые лесные, вулканические (охристые, слоистые), пойменные почвы, черноземы. Образование всех этих почв сопряжено с поступлением мелкозема на поверхность почв (в экосистемы) небольшими порциями и ростом профиля кверху. Само формирование гумуса происходит в слое 0–20 см (в дернине или в кустарничково-корневом горизонте). Наращивание почв приводит к тому, что дернина сначала превращается в гор А1, затем в АВ и В. Поступающий мелкозем вовлекается сразу в почвообразование и

быстро гумусируется. Если скорость поступления мелкозема увеличивается и превышает скорость гумусирования мелкозема, то происходит перерыв в гумусированности почвенной массы, и в почвенном профиле остается погребенный гумусовый горизонт, отделенный от горизонтов А1 и Ад негумусированным слоем. Такое строение профиля типично для вулканических районов (Камчатка), часто для пойменных почв. В черноземах такие погребенные горизонты встречаются в подстилающем почвы лессе. При заглублении горизонта процесс гумусирования затухает в первую очередь из-за сокращения (прекращения) поступления растительного материала (детрита), а процесс дегумификации остается заметным, что приводит к некоторому уменьшению содержания гумуса в заглубленном горизонте. Если заглубленный горизонт отрывается от активного слоя почвы, то гумус в нем может законсервироваться, и он уже относится к погребенным гумусовым горизонтам. При дегумификации (сработке гумуса) органическое вещество окисляется до CO_2, при этом образующийся углекислый газ частично поступает в атмосферу, частично вступает в реакцию с Са, образуя почвенные карбонаты. Дальнейшая судьба карбонатов определяется водным режимом почв. При промывном водном режиме карбонаты выносятся из почвенного профиля и откладываютя в виде известкового туфа или мергеля в поймах. При непромывном и периодически промывном водных режимах карбонаты скапливаются на глубине среднегодового промачивания почв. Анализ чернозема обыкновенного суглинистого Днепропетровской области выявил, что возраст карбонатных новообразований и гумуса в горизонте В (на глубине 60 см) равен 5000–6000 лет и свидетельствует об относительно синхронном их образовании. П. Шарпензеель показал, что изменение возраста с глубиной в почвах Европы аппроксимируется приблизительно одной зависимостью, что связано с глобальными процессами, происходящими в Европе в период плейстоцена–голоцена. При этом отмечается, что в течение последних 20–40 тыс. лет шла консервация органического вещества в глубоких слоях почвы, что играло роль стока углекислого газа из атмосферы в биосферу. Любое нарушение глубокогумусных почв сопровождается потерей гумуса и освобождением углекислого газа, что приводит к безвозвратному исчезновению глубокогумусных почв (в том числе и черноземов) и обогащению атмосферы углекислым газом. Процесс нарастания почв кверху и гумификацию поступающего материала можно назвать процессом бергинизации (по Л.С. Бергу, первым выделившим этот процесс).

Процесс бергинизации, так же, как процесс реградации и проградации гумусового слоя (потеря гумуса в черноземах и серых лесных почвах при усилении оподзоливания и обогащение гумусом при усилении дернового процесса в подзолистых и серых лесных почвах), – это уже более сложные процессы, чем обычная гумификация.

Необходимо выделить также процесс дегумификации – потери гумуса при его разложении, что идет непрерывно во всех почвах, но обычно с заметно меньшей или в равновесных почвах с той же скоростью, что и гумификация.

Иллювиально-акумулятивные процессы

К иллювиально-аккумулятивным процессам относят накопление разных веществ (ила, гумуса, железа, карбонатов) на некоторой глубине от поверхности почв в результате выноса этих веществ из верхних горизонтов. Традиционно выделяют следующие иллювиально-аккумулятивные процессы.

Глинисто-иллювиальные процесс, или *лессиваж, иллимеризация* – вынос ила из почвенного слоя и отложение его в более глубоком (иллювиальном) горизонте. Определяется по валовому составу ила (если в иллювиальном горизонте состав ила такой же, что и в элювиальном, то принимается, что ил выносится из верхнего слоя без разрушения). Доказательством выноса ила считают кутаны, оптически ориентированную глину, скорлупообразные натеки глин в порах.

О возможном выносе ила из верхних слоев в нижние говорили К.Д. Глинка, Ф. Дюшофур, В.М. Фридланд и многие другие исследователи. Главным доказательством этого процесса считают натечные формы колломорфного вещества в порах почв, которые часто оптически ориентированы. Однако Т.В. Турсина на основании тех же микроморфологических исследований горизонта В подзолистых почв высказала гипотезу, что и кутаны, и оптически ориентированная глина образовались in situ и унаследованы подзолистой почвой от предыдущей стадии ее развития, а не в результате выноса из верхних горизонтов. Этот взгляд подтверждается следующими фактами.

При чередовании слоев разного гранулометрического состава на их границе резко замедляется движение растворов, и если с раствором транспортировался ил он должен был выпадать на поверхности этого слоя, но никак не в нижней его части и закрывать, забивать почвенные поры, препятствуя дальнейшему движению растворов.

В почвах тяжелого гранулометрического состава нет сквозных пор, кроме трещин в сухих почвах, поэтому фронтальное перемещение ила, что мы видим в горизонтах В подзолистых почв, просто невозможно.

Валовый состав глинистых кутан промежуточен между составом ила и почвы. Если же признать, что вынос ила идет, то, безусловно, в первую очередь должны были бы выноситься самые тонкие частицы ила (коллоиды), и валовый состав этого ила должен быть или одинаковым с илом почвы, или даже несколько сдвинут в сторону меньшего содержания окиси кремния. В природных кутанах редко отмечается тождество валового состава кутан и ила.

Исследования подзолистых почв на тяжелосуглинистых моренном опесчаненном и покровном суглинках, залегающих рядом, показывают, что несмотря на большую близость всех свойств подзолистых горизонтов на этих суглинках (мощность, гранулометрический состав и др.) в покровном суглинке кутаны хорошо выражены, а в опесчаненном моренном суглинке их почти нет. Примечателен тот факт, что аналогичные кутаны встречаются в слитых почвах, где они образуются в результате набухания почв при увлажнении после иссушения. Если в слитых почвах формирование кутан происходит при набухании, то этот же процесс может происходить в тяжелом суглинке горизонта В подзолистых почв. Действительно, кутаны также приурочены, в основном, именно к тяжелым суглинкам. Они встречаются до глубины 1 м, т.е. до глубины иссушения почв в гумидной зоне. Кутаны, в том числе оптически ориентированная глина, встречаются также в почвах Йемена, в долинах «сухих» речек – вади, по которым вода течет лишь в самые большие ливни. Для этих почв также характерно избыточное увлажнение (достаточно редкое) и иссушение (остальное время года). Сочетание набухания и усадки сопровождается образованием кутан. Эта гипотеза не проверена, но она не противоречит известным фактам.

Таким образом, глинисто-иллювиальный процесс – скорее гипотеза, чем факт.

Гумусо-иллювиальный процесс – вынос органического вещества из верхних горизонтов и отложение его в горизонте В с образованием слоя почвы, несколько обогащенного гумусом. Передвижение органического вещества в почве подтверждено лизиметрическими наблюдениями.

В водную вытяжку из почвы переходит гумуса от 0,7 до 0,003% от массы почвы. Отмечается заметное снижение с 0,2 до 0,003% (в среднем) содержания растворимого в воде гумуса от горизонта А1 к горизонту В 2 (глубина – 100 см) (табл. 19.1). Общее количество подвижного гумуса в метровом слое почвы соответствует 1,4 т/га, что вообще-то небольшая величина. Реальная концентрация почвенных растворов достигает 2–30мг С/100мл раствора, или до 25 г С/м^2 за год. Аналогичную величину приводит И.М. Яшин для сильноподзолистых почв ельников южной тайги: 7–60 г/м^2 год. При этом и в таежных почвах концентрация С в лизиметрических водах убывает с глубиной (60 г на 2 см, 44 г на 8 см и 28 г на 24 см). Все эти данные доказывают, что гумусово-иллювиальный процесс в почвах вполне возможен. И этот процесс следует оставить в списке почвенных, почвообразовательных процессов.

Таблица 19.1. Среднегодовое поступление в лизиметры Сорг, мг/100см^2 (по данным Э.Ф. Ведровой)

Горизонт	Глубина, см	Почва					
		темно-серая суглинистая			дерново-боровая супесчаная		
		1	2	3	1	2	3
А	0	234	91	38	240	77	35
	1,5	204	95	49	184	105	8
	1,15	190	117	40	77	36	не опр.
А, В	40	73	68	6	не опр.	не опр.	не опр.
В	70	33	10	4	не опр.	не опр.	не опр.
Осадки		193	71	11	220	60	11

Примечание. 1 – около ствола сосны; 2 – под кроной сосны; 3 – в окне.

Железисто-иллювиальный процесс – вынос соединений железа из верхних горизонтов и аккумуляция их в иллювиальном горизонте. По данным И.С. Кауричева и Е.М. Ноздруновой, часть железа в почвах мигрирует в виде органо-железистых соединений (табл. 19.2). Многие авторы упоминают также возможность миграции Fe в виде коллоидных растворов и минеральных соединений. Горизонт В приобретает коричнево-охристые тона, в песчаных почвах заметны темно-бурые пленки на песчаных зернах. Некоторые исследователи относят к иллювиально-железистым горизонтам ортзанды и псевдофибры (ожелезненные прослойки в песчаных почвах). Но К.Д. Глинка, Ф.Р. Зайдельман, А.Г. Гаель и ряд других исследователей считают, что ортзанд – гидрогенное образование, которое отмечает уровень грунтовых вод, некогда стоявших на этой глубине. Несмотря на эти противоречия во взглядах на формирование железистых прослоек в почвах, перемещение (вынос) соединений железа и алюминия в почве, при этом часто в виде органических комплексов в настоящее время доказано.

Важно другое, что в почве мигрируют как положительно, так и отрицательно заряженные комплексы железа, и их количество в некоторых горизонтах достаточно близко, но в некоторых горизонтах отрицательно заряженные комплексы преобладают.

Таблица 19.2. Сорбция соединений железа ионообменными лизиметрами, мг/м^2 (по данным Е.М. Ноздруновой)

Тип леса	Горизонт	Fe, поглощенное КУ-2		Fe, поглощенное ЭДЭ-10П	
		общее	органическое	общее	органическое
дубрава с липой	A0 A1	99	66	94	49
	A2	41	25	82	16
	A2 B	207	155	107	50
ельник	A0	82	57	149	99
липо-ельник	A0	41	17	448	142
	A2	41	25	81	40
	A2 B	50	33	199	149

Наличие органических соединений железа в почвенном растворе и перенос их в более глубокие горизонты позволяет выделить *железисто-гумусово иллювиальный* процесс. Как видно из таблицы 19.2, органические соединения железа составляют 20–70% от общего количества растворенного в почвенном растворе железа. Практически оба процесса (железисто- и железисто-гумусово-иллювиальный) идут одновременно и их различия проявляются количественно: второй процесс приводит к заметному увеличению содержания гумуса в горизонте В, часто превышающее его содержание в горизонте А2(Е). Оба процесса выноса железа диагностируются распределением аморфных соединений железа в профиле почв, т.е. соединений, поступающих в оксалатную вытяжку Тамма. Для подзолистых почв содержание такого Fe резко увеличивается в горизонте В по сравнению с горизонтом А1 и, особенно, горизонтом А2 (Е).

Аналогично выносу железа происходит вынос Al. Этот процесс называют *глиноземно-гумусово-иллювиальным*.

В отличие от железа, алюминий («глинозем») почти весь переносится в виде органических комплексов (табл. 19.3). Они включают от 30 до 100% выносимого алюминия. И в этом случае можно выделить положительно и отрицательно заряженные комплексы алюминия (как и железа). Б.Г. Розанов выделяет еще *подзолисто-иллювиальный* процесс, но его сущность отражена в перечисленных выше иллювиальных процессах и вводить его, в принципе, нет надобности.

Таблица 19.3. Сорбирование соединений алюминия ионообменными лизиметрами, мг/м^2 (по данным Е.М. Ноздруновой)

Тип леса	Горизонт	Al, поглощенный КУ-2		Al, поглощенный ЭДЭ-10П	
		общий	органический	общий	органический
дубрава с липой	A0, A1	165	132	248	215
	A2	211	192	145	42
	A2B	260	260	455	266
дубо-ельник	A0	174	174	73	45
липо-ельник	A0	132	132	145	42
	A2	103	103	140	38
	A2 B	91	91	173	128

Выше уже говорилось, что на Русской равнине, как и на Американской равнине, увеличение количества годовых осадков на 100 мм коррелирует со снижением уровня карбонатов на 30 см. Этот процесс получил название *карбонатно-иллювиального.* Карбонаты скапливаются на среднемноголетней глубине промачивания почв (в основном весеннего, после снеготаяния). Вымываются в первую очередь мелкодисперсные карбонаты. Обломки карбонатных пород могут очень долго сохраняться даже в профиле подзолистых почв. Например, липо-ельник разнотравный в Кологриве (Костромская обл), – единственный сохранившийся в южной тайге естественный пралес, урвальд («первобытный» лес) на никогда не пахавшихся подзолистых почвах, имеет бонитет 1а (высота деревьев 1-го яруса 40м) благодаря тому, что на глубине 2 м он подстилается карбонатной мореной, в которой встречаются обломки известняков.

Некоторые исследователи относят к иллювиальным процессам *солонцово-иллювиальный.* При этом считают, что солонцовый горизонт образовался в результате вмывания в него ила. Если бы усиление образования солоди сопровождалось усилением солонцового процесса, то существование солонцово-иллювиального процесса можно было бы принять. На самом деле образование солоди сопровождается деградацией солонцового горизонта. Кутаны, заметные при микроморфологических исследованиях в горизонте В солонцов, также, возможно, являются «кутанами набухания», как и кутаны в слитых почвах. Поэтому солонцово-иллювиальный процесс пока не доказан, и его не следует выделять. Скорее всего он относится к метаморфическим явлениям: изменению почвы под влиянием молекулярных процессов.

К *иллювиальным процессам* можно отнести процесс *рассоления* почв – вынос растворимых солей из верхних слоев почвы в нижние, включая грунтовые воды. В этом случае о характере процесса свидетельствую данные по залеганию в почвах гипсового горизонта и горизонта скопления хлоридов. Нарастание отношения SO_4/CO_3 и Cl/SO_4 свидетельствует о движении солей в те горизонты, где эти отношения увеличиваются.

В черноземах и каштановых почвах отмечается следующее чередование солевых горизонтов: почва отмытая от солей–карбонатный горизонт–гипсовый горизонт (где наряду с карбонатами есть скопления гипса)–солевой горизонт (где к карбонатам и гипсу прибавляются растворимые соли – хлориды и сульфаты натрия, магния).

Этот процесс хорошо заметен на почвах Прикаспийской низменности, где исходные породы засолены. В Хакасии (Средняя Сибирь) почвообразующие породы не засолены, поэтому в каштановых почвах Хакасии наблюдается лишь карбонатно-иллювиальный процесс.

Гидрогенно-аккумулятивные процессы

Процессы обусловлены поступлением веществ из грунтовых вод. Скопления таких веществ свидетельствуют о современном или бывшем ранее подтоке воды с растворенным в ней веществами к данному горизонту почвы.

Засоление – очень широко распространенный процесс в аридных регионах. Проявляется в накоплении солей в почве в результате испарения воды при постоянном ее подтоке из грунтовых вод. Соли могут накапливаться на границе капиллярной каймы (внутрипочвенное засоление), на поверхности почв. Аккумуляция солей может быть постоянной или сезонной. Проявляется в образовании

налетов, прожилок, корочек солей в почве и на ее поверхности. Итоговая стадия засоления – образование солончаков. Солончаки заселяются специфическими солеустойчивыми видами растений (солянки, солеросы). Соли в почве ухудшают водоснабжение растений, снижая потенциал почвенной воды (ее доступность для растений) в результате увеличения осмотического давления почвенных растворов. Соли затрудняют поступление питательных веществ в растения, замещая их на мембранах корней и препятствуя поступлению питательных веществ в почвенный раствор. И, наконец, соли просто токсичны для растений, вызывая нарушения в обмене, в жизненных циклах, что приводит к их гибели. Доказательством последнего служат деревья городских насаждений, которые при резком увеличении применения солей на дорогах в целях борьбы со льдом сразу погибли, несмотря на то, что уже к июлю почвы были отмыты от солей.

К засолению примыкает *процесс загипсовывания* – выпадения гипса из растворов грунтовых вод в почвенном профиле (разновидность процесса засоления). Его отделяют от засоления из-за того, что образующийся плотный гипсовый горизонт имеет специфические свойства и формирует особые почвы.

Аналогично из процесса засоления выделяют процесс *карбонатизации* – выпадение карбонатов из грунтовых вод и формирование в почве карбонатного горизонта.

Оруденение – гидрогенное накопление железа в почве в результате окисления органических комплексов железа и выпадения их в виде аморфных гидроксидов. Оруденение приводит к образованию железистых прослоек, слоя железистых бобовин (болотная руда), формированию трубчатых образований около корней растений. К оруденению можно отнести специфический процесс вблизи выхода вулканических кислых вод. В этом случае образуются площадки, покрытые гидроксидами железа (Камчатка). С гидрогенным происхождением связывают образование ортзандов и псевдофибр в песчаных почвах, но точного подтверждения такого происхождения этих элементов почвенного профиля пока нет.

В щелочных условиях возможен *процесс окремнения* – гидрогенная акумуляция кремнезема. Обычно окремнением называют цементацию почвенных слоев соединениями кремния. Этот процесс часто встречается в аридных условиях. Он возможен также в вулканических почвах. Однако встречается образование кремнистого рыхлого слоя, не связанное с щелочной реакцией. На мелководных, периодически заливаемых участках возможно формирование слоя диатомовых водорослей (такое явление отмечал Н.В. Казаков на Камчатке).

Олуговение – кайма грунтовых вод поднимается до гумусового слоя, происходит оглеение почв, формирование более темных гумусовых горизонтов, чем у автоморфных почв. В более теплом климате на тяжелосуглинистых и глинистых отложениях в неглубоких депрессиях процесс олуговения может сопровождаться слитизацией, в результате чего образуется несколько слитизированная гумусированная почва. Ф. Дюшофур, а вслед за ним Б.Г. Розанов назвали такой процесс *тирсификацией.*

К процессу олуговения также близок процесс периодического затопления почв с *откладыванием наилка.* Он широко распространен в поймах рек. Отложенный наилок очень быстро гумусируется, гумусовый горизонт нарастает кверху и формируется глубокогумусная почва. Иногда наилок покрывает мох, подстилку, в результате чего на некоторой глубине образуется торф (консервирован-

ные погребенные остатки растений). Именно этим путем образуются глубокогумусные пойменные луговые почвы.

Элювиальные процессы

К этим процессам относят все процессы, связанные с разрушением и выносом материала из почвенных горизонтов. В результате почвенный горизонт обедняется теми или иными соединениями и в них относительно накапливаются устойчивые к выветриванию и к выносу (растворению) вещества.

Широко распространен в почвах *процесс выщелачивания* – вынос нисходящим током воды растворенных в ней веществ без существенного изменения их химического состава. Очевидно, что процесс выщелачивания является частью иллювиального процесса. Теоретически к процессу выщелачивания можно отнести и процесс лессиважа (лессивирования), который по-французски означает выщелачивание. Выщелачивание включает декарбонизацию почв (вынос карбонатов), их рассоление, т.е. все те процессы, которые обсуждались выше. В почвах с промывным водным режимом после растворимых солей и карбонатов меняется состав обменных катионов (в частности, Са), которые замещаются на водород и алюминий и выносятся из элювиальных горизонтов.

Выщелачивание – обязательный процесс, входящий как элементарный в группу элювиальных процессов.

Одним из наиболее широко распространенных считают процесс кислотного разрушения глинистых минералов (идет до образования оксидов и гидроксидов кремния, железа, алюминия), или подзолистый процесс. Именно такой смысл вкладывали К.Д. Глинка, Н.П. Ремезов, А.А. Роде и многие исследователи в подзолистый процесс – разрушение вторичных минералов под действием органических кислот. Некоторые исследователи отделяют подзолистый процесс от кислотного разрушения, считая его лишь конечной стадией процесса кислотного разрушения. Но концепция лессиважа возникла именно на основании того, что почвы с текстурной дифференциацией разделили на две группы: дифференциация образовалась в результате кислотного разложения минералов и выноса продуктов разложения (подзолистый процесс) или в результате выноса ила без его разрушения. Самое удивительное, что лессиваж основоположники гипотезы Г. Обер и Ф. Дюшофур выделили в суглинистых почвах, в то время как подзолистый – в супесчаных и песчаных, т.е. в прямом противоречии с водопроницаемостью почв и самой возможностью переноса коллоидов в поровом пространстве почв. Но если под подзолистым процессом понимать формирование текстурно-дифференцированного профиля с типичным для этих почв горизонтом А2 (Е), то в этот процесс необходимо включить несколько процессов на более низком таксономическом уровне: формирование листовато-пластинчатой структуры, мучнистой структуры горизонта А2 (элювиального – Е), иллювиирование, выщелачивание, образование кутан и оптически ориентированной глины в горизонте В, микросегрегацию соединений железа в подзолистом горизонте (А2). С кислотным разрушением минералов сочетается процесс образования комплексов и хелатных соединений органического вещества почвы с железом. В результате также происходит разрушение алюмосиликатов и выделение, в конечном итоге, оксидов и гидроксидов железа.

К элювиальным процессам относят ферролиз – разрушение алюмосиликатов в результате изоморфного замещения элементов в кристаллической решетке мине-

ралов железом. Процесс восстановления-окисления железа может привести к разрушению решетки минерала.

Осолодение – процесс, связанный с щелочным разрушением минералов в почве и формировании более легкого, обогащенного кремнием горизонта, аналогичного горизонту А2 подзолистых почв. Отличие солодей от подзолов заключается в большой подвижности Al в солодях, щелочной реакции горизонта В (иллювиального) и наличии в профиле солодей горизонтов накопления карбонатов (Вк), гипса (C_s) и даже растворимых солей.

Метаморфические процессы

Оглеение – преобразование почвенной массы в результате постоянного или периодического застойного переувлажнения, создающим восстановительные условия в почве. Образуются соединения зеленовато-голубоватого цвета, что придает зеленоватую, голубоватую, сизую окраску почве. Оглеение может быть связано с грунтовыми водами, верховодкой, поверхностным переувлажнением. Так, на лесных тропинках в результате уплотнения и периодического переувлажнения почв формируется маломощный глеевый горизонт. Поверхностное оглеение немецкие исследователи назвали псевдоглеем, считая, что истинный глей формируется при взаимодействии почвы с грунтовыми водами. С.В. Зонн и И.П. Герасимов назвали поверхностно оглеенные почвы псевдоподзолистыми, тем самым отделяя их от подзолистых почв. Считают, что для псевдоподзолистых почв наряду с поверхностным оглеением характерен лессиваж. Выше уже высказывались сомнения в широком развитии процессов лессиважа. Вполне возможно, что исходная неоднородность горных пород (двучленность профиля, как это показали И.А. Соколов, А.О. Макеев) мешает выносу железа и приводит к формированию почв, которые по ряду признаков отличаются от подзолистых. Главное отличие подзолистых почв от псевдоподзолистых в том, (по М.В. Вайчису), что при нагревании до 100–300° горизонт А2 псевдоподзолистых почв желтеет в результате образования гидроксида трехвалентного железа, а подзолистые почвы сохраняют свой цвет, поскольку в них такие соединения железа отсутствуют. Поверхностное переувлажнение наблюдается обычно в гумидной зоне при наличии близко к поверхности водоупора, т.е. во всех подзолистых почвах периодически происходит поверхностное переувлажнение горизонта А2, и в нем можно обнаружит следы оглеения. Оглеение, в отличие от оподзоливания, приводит к утяжелению гранулометрического состава почв в результате диспергации минералов. Таким образом, сам процесс оглеения одинаков независимо от того места в почвенном профиле, где происходит застойное переувлажнение. Но в зависимости от места проявления этого процесса (и степени его выраженности) формируются разные почвы.

С оглеением связан *процесс сегрегации.* В оглеенном горизонте образуются ортштейны, часто содержащие повышенное количество железа и марганца. В этом случае происходит перераспределение железа в горизонте и локализация его в ортштейнах (Ф.Р. Зайдельман). Чем сильнее степень оглеения, тем выше отношение валового содержания железа в ортштейнах к содержанию в них марганца. В почвах дерново–подзолистых тяжелосуглинистых содержится около 7% Fe_2O_3 и 7–4% MnO. По данным Ф.Р. Зайдельмана, в ортштейнах дерново-подзолистой поверхностно-глеевой почвы содержание Fe_2O_3 повышается до 17–24%, а количество MnO уменьшается до 1% и меньше. Как видно из этих данных, ортштейны образуются в подзолистых горизонтах тоже, но они там богаче марганцем и беднее же-

лезом. Уже отмечалось, что в подзолистых горизонтах почв встречаются микроконкреции железа, что отличает эти горизонты от светлых, глеевых.

С глеевым процессом связан также *процесс отбеливания* почв (вынос железа из почвенной плазмы, снятие с поверхности почвенных минералов железистой пленки). Этот процесс идет и в подзолистой почве, в подзолистом горизонте, но в этом случае железо выносится в более глубокие слои почвы. В глеевых горизонтах отбеливание предшествует сегрегации. Таким образом, вновь приходится сводить процесс (подзолистый) к двум: отбеливанию и выщелачиванию (иллювиированию), а процесс глеевый к трем: отбеливанию, появлению восстановленных соединений, в том числе голубоватых соединений двухвалентного железа, и сегрегации соединений железа.

Следует коротко остановиться на генезисе подзолистых и глеевых почв. Как говорилось выше, многие почвоведы, вслед за К.К. Гедройцем, К.Д. Глинкой, А.А. Роде считали, что оподзоливание – это кислотное разрушение минералов и вынос продуктов разрушения. Затем к кислотному процессу добавили процесс хелатизации и образование комплексных соединений железа и алюминия с органическим веществом. Эти соединения также легко растворимы и выносятся из верхних горизонтов почв.

Была высказана также гипотеза, что есть почвы поверхностно оглеенные, в которых отмечается вынос илистых частиц из верхних горизонтов в нижние. Их выделили из подзолистых в тип псевдоподзолистых почв. Собственно подзолистые почвы, по этой гипотезе, образуются в результате кислотного гидролиза и выноса продуктов этого гидролиза (разрушения).

С.П. Ярков и И.С. Кауричев выдвинули гипотезу, что подзолистый процесс инициируется глеевым. Во всяком случае он очень часто сопряжен с глеевым процессом. Но, по мнению И.С. Кауричева, эти процессы разные, хотя и могут идти одновременно. Глеевый процесс – инициирует подзолистый.

Ф.Р. Зайдельман считает, что глеевый и подзолистый процессы в сущности один процесс, просто подзолистый процесс это глеевый в условиях промывного водного режима. По мнению Ф.Р. Зайдельмана, всюду, где встречается подзолистый горизонт, есть хотя бы кратковременное застойное переувлажнение. Однако эта теория не объясняет, почему у многих подзолистых почв, включая супесчаные, около стволов деревьев степень оподзоленности больше, чем под кроной деревьев и в окнах. Окна часто больше переувлажнены, чем приствольные повышения, но оподзоленность там меньше.

И.А. Соколов, А.О. Макеев обратили внимание, что подзолообразование идет часто на первоначально двучленных породах (а не оподзоливание приводит к расчленению профиля почвы на разные по гранулометрическому составу горизонты). Но эта гипотеза не объясняет формирования подзолистых почв около стволов сосен на песчаных отложениях.

Образование подзолистого горизонта, более легкого по гранулометрическому составу, чем нижележащий горизонт В, в однородных по гранулометрическому составу почвах происходит в результате разрушения минералов при изоморфных замещениях в кристаллических решетках силикатов под действием кислот, хелатов и органических комплексов, образования органических комплексов и хелатов с железом и выноса их из верхних горизонтов. Выпадение гидроксидов железа в иллювиальном горизонте утяжеляет его гранулометрический состав. Даже не-

большая дифференциация профиля приводит к замедлению тока воды на поверхности иллювиального горизонта и выпадению новых порций гидроксидов железа. При этом необходимо, чтобы условия в горизонте В были окислительными, а в горизонте А2 или восстановительными, или в него должны поступать органические соединения, мобилизующие железо из почвенных минералов.

Замедление движения воды в горизонте А2 в результате небольшого подпора приводит к оглеению этого горизонта, в результате чего происходит диспергация почвенной массы и ускорение процессов взаимодействия органических растворов и соединений железа. Оглеение – не начало, а дополнительный ускоритель процесса уже начавшихся оподзоливаться почв. При определенной глубине выноса веществ из почвы иллювиальный горизонт может не образовываться. В исходно двучленных почвах весь этот процесс идет намного быстрее, так как дифференциация уже создана.

Таким образом, подзолистый процесс включает в себя: кислотное разрушение минералов, изоморфное замещение катионов в них, хелатизацию, сегрегацию, комплекссообразование, выщелачивание (обменных катионов и органожелезистых соединений), оглеение. В подзолобразовании участвуют группы элювиальных и метаморфичесих процессов.

Выделяют также целую серию процессов *ожелезнения* почв, к которым относят *ферралитизацию* (внутрипочвенное выветривание и аккумуляция глины ферралитного состава), *фersиалитизацию* (накопление гетитта и гематита на фоне оглинивания при процессе декарбонизации), *рубефикацию* (необратимая коагуляция и последующая кристаллизация оксидов железа, придающих почве красноватый цвет), *брунификацию* (та же коагуляция оксидов железа, но придающих почве бурый цвет).

Отдельно в процессе ожелезнения следует выделить *латеритизацию*. В рассмотрении этого процесса есть два аспекта. Латеритизацию рассматривают как частный процесс, когда ферралитная почва после сведения леса пересыхает и образует твердую корку – панцирь, кирасу, часто ячеистой формы. Но процессом латеритизации называют также само образование ферралитных почв. Считают, что главный процесс при их образовании – *десиликация* почв. Однако анализ лизиметрических вод в красноземах (Дараселия) показал, что они не более богаты кремнеземом, чем подзолистые и черноземные почвы. К тому же в красноземах (ферралитных почвах) встречается литомарж – метаморфизованные куски породы, сохранившие свою форму, но превратившиеся в красноцветную массу. При десиликации обломок породы не мог бы сохранить свою форму. Очевидно, в отложениях проходил процесс замещения силикатов. Н.В. Разумова считает, что ферралитные толщи образовались в результате метасоматоза при воздействии на породы термальных вод. И.А. Соколов также полагает, что красноцветные, ферралитные коры образовались не в результате почвообразовательных процессов, а под воздействием поствулканической деятельности термальных вод. Эта гипотеза подтверждается данными по Камчатке, где в Узоне, в Долине Гейзеров и в ряде других мест под воздействием термальных вод андезитовые пеплы, выпавшие при извержении вулканов, превращаются в ферралитные отложения красного, фиолетового и т.п. цветов. Под действием горячих вод в почве образуется гематит. В условиях промывного режима и достаточно длительного холодного периода гематит переходит в гетит, и почвы теряют свою красную окраску, становясь бурыми и охристыми. В жарком климате (субтропики и тропики)

гематит сохраняется и тем самым сохраняется красная окраска ферраллитных почв. В лесах Колхидского типа на ферраллитной коре верхние горизонты почв близки к бурым почвам, на что первым обратил внимание К.Д. Глинка. Он считал, что бурые почвы – переходные к красноземам. Но точнее сказать, что лесные почвы лесов Колхидского типа – подтип бурых лесных почв на ферраллитной коре выветривания.

Как говорилось выше, целесообразно к метаморфическим процессам отнести процесс осолонцевания, когда под воздействием обменного натрия почва диспергируется и в ней образуются призмовидные и столбчатые агрегаты – характерный признак солонцов.

Криогенные процессы

Ретинция гумуса – выпадение коллоидов гумуса на границе мерзлого слоя при вымораживании почвы и формирование иллювиально-гумусового горизонта.

Криогенные педотурбации – перемещение почвенных масс в результате неравномерного замерзания или оттаивания, микрооползни, солифлюкция и т.п.

Педотурбационные процессы

В естественных почвах отмечаются процессы, связанные с нарушением строения почвенного профиля.

К ним можно отнести *образование почвенно-ветровальных комплексов* в результате вывала деревьев. При этом образуются западина и бугор, почвообразование в которых несколько различается, но через сто лет почвы сравниваются по своим свойствам и принципиально не отличаются от фоновых почв.

Работа животных по перемешиванию почв на микро и мезоуровнях. На микроуровне – это работа дождевых червей, личинок насекомых, муравьев, пауков, другой мезофауны. На мезоуровне – работа животных – норников, кротов, кабанов по выносу на поверхность нижних горизонтов почвы, перемешиванию почв и пр.

По данным Б.Д. Абатурова, кроты выбрасывают на поверхность почв до 50 т/га мелкозема из более глубоких горизонтов. Суслики в степях способствуют засолению части поверхности почвы, выбрасывая на поверхность засоленный субстрат из нижних горизонтов. В то же время, если суслики покидают свои норы, то происходит оседание почвы, дополнительное поступление воды в результате стока осадков и рассоление почвы. Кабаны перемешивают верхний слой почвы на глубину до 10 см, формируя более однородный слой. Но все педотурбации можно рассматривать как процессы, инициирующие другие почвенные процессы. К педотурбациям следует отнести обработку почв (вспашку, рыхление).

Особое место занимает мелиорация почв. Она усиливает или инициирует определенные естественные процессы: добавочное увлажнение, рассоление, осушение, замещение одних обменных катионов другими (в кислых почвах водород кальцием, в солонцах обменный натрий кальцием). Дополнительное внесение удобрений тоже может привести к изменению свойств почв, в частности, к изменению уровня гумусированности. Перепашка и удобрения сформировали в Средне-Русской полосе особые огородные почвы, гумусированные до 40 см, в которых оподзоленность прослеживается лишь при гранулометрическом анализе (легкосуглинистый гумусовый слой подстилается тяжелосуглинистым иллювиальным горизонтом.)

Обработка почв и последующий перевод пахоты в залежь привели к тому, что в почвах под выросшими на пахоте лесами формируются горизонты А1, А2 – остаток пахотного слоя.

Одну из классификаций почвенных процессов предложили С. Боул, Ф. Хоул и Р. Мак-Крекен, которая приводится с некоторыми изменениями (табл. 19.4).

Таблица 19.4. Основные почвенные процессы

Почвенный процесс	Основная направленность	Краткое определение
1а элювиирование	3	вынос материала из части профиля
1б иллювиирование	3	привнос материала в нижнюю часть профиля
2а выщелачивание	2	пымывание растворимого материала из корневой зоны
2б обогащение	1	поступление материала в профиль
3а эрозия	2	снос материала
3б переотложение	1	нанос материала
4а декальцификация	3	вынос $CaCO_3$
4б кальцификация	3	аккумуляция $CaCO_3$
5а засоление	3	накопление растворимых солей
5б рассоление	3	вымывание растворимых солей
6а осолонцевание	3	накопление Na в поглощающем комплексе
6б осолодение	3	вынос Na из поглощающего комплекса, вхождение H
7а бергинизация	1	медленное поступление материала на поверхность почвы и быстрое вовлечение его в почвообразование
7б педотурбация	3	перемещение и перемешивание почвенного материала
8а разложение	4	распад минералов и органических веществ
8б синтез	4	образование новых минералов и специфических гумусовых веществ
9а меланизация	1, 3	потемнение почвенного материала в результате гумусонакопления
9б осветление	3	осветление почвенного горизонта в результате разложения гумуса, выщелачивания окрашенных веществ, оглеения
10а образование подстилки	1	аккумуляция растительных остатков на поверхности почвы
10б гумификация	4	трансформация растительных остатков в гумус
10в торфонакопление	4	консервация растительных остатков
10г минерализация	4	освобождение зольных элементов из подстилки при разложении ее
11а брунификация рубефикация ожелезнение	3, 4	освобождение Fe из первичных минералов, образование тонкодисперсных оксидов и гидроксидов Fe и окраска почвы в буроватые, красновато-бурые и красные тона
11б оглеение	3, 4	восстановление Fe в анаэробных условиях в почве, окраска почвы в зеленовато-голубовато-сизые тона

Примечание. 1 – поступление в почву; 2 – вынос из почвы; 3 – перемещение в пределах почвы; 4 – трансформация материала в почве.

Заключение

Выделенные процессы далеко не исчерпывают список известных процессов. Но возникает противоречие в выделении почвенных процессов, характерных для почв, и почвообразующих процессов. Первые установлены в почвах и многие из

них хорошо изучены: рассоление, катионный обмен, гумификация, торфообразование и др. В то же время почвообразовательные процессы, выделяемые как генетические, как обоснование для возникновения известных профилей почв имеют разную трактовку.

Так, генезис подзолистых почв связывают с кислотным разрушением силикатов, с оглеением, с лессиважем, с исходной двучленностью почвообразующих пород.

Образование черноземов, по мнению многих исследователей, обусловлено постепенным гумусированием нижней части профиля в результате работы корней и животных, в том числе мезофауны. Но ряд исследователей (И.П. Герасимов, Л.С. Берг, С.С. Неуструев, А.А. Величко, Н.С. Болиховская и др.) считают, что черноземы, как и другие глубокогумусированные почвы, сформировались в результате поступления небольших порций мелкозема на поверхность почв, включения мелкозема в гумусовый горизонт и постепенное нарастание почв кверху. Факторы почвообразования при этом те же – степные условия, но почвообразующая порода постепенно наращивает почву кверху за счет эолового приноса. Это подтверждается данными Н.С. Болиховской по составу пыльцы почвенно-лессовой толщи в черноземной зоне. Эти же данные подтверждают постепенный рост почв кверху.

Несмотря на то, что роль натрия в формировании солонцов вполне известна, встречаются так называемые малонатриевые солонцы, кроме того, не ясно время образование солонцов: они реликт, современник или позднее появившийся компонент почвенного комплекса сухой степи.

Спорен генезис ферраллитных почв. Десиликация этих почв как почвенный процесс весьма сомнительна. Более достоверно, что ферраллитная толща формируется под влиянием термальных вод. В тропиках красная окраска сохраняется достаточно долго под действием высоких температур. В холодном климате гематит переходит в гетит.

До сих пор не очень ясен генезис бурых почв. Широкое распространение их в горах и достаточно ограниченное (в основном на супесчаных отложениях) на равнинах заставляет искать специфическое влияние горных условий на формирование этих почв. Процесс ожелезнения в этих почвах отмечается многими исследователями (брунификация), но некоторые исследователи (Л.С. Ильина, М.С. Майзенберг) отмечают участие эоловых отложений в формировании глубокогумусных бурых лесных почв. Бурые почвы с недифференцированным профилем формируются от лесотундры до субтропиков и причина отсутствия их дифференциации не ясна.

Известны условия формирования вертисолей и слитых почв, но механизмы этого выделяемого рядом исследователей почвообразующего процесса не установлены, хотя четко выделены условия формирования этих почв: достаточно теплый климат (южнее широты Кубани–Молдавии), периодическое переувлажнение и иссушение, тяжелый гранулометрический состав. Процесс проявляется в отсутствии агрегатов, в большой плотности (до 2 г/см^3), появлении сликенсайдов (зеркал скольжения и кутан). Важно отметить, что некоторые черноземы при поливе подвержены слитизации (например, Днепропетровские обыкновенные тяжелосуглинистые черноземы).

Одним из главных отличий почв от материнских пород можно считать форму их агрегатов. Серые лесные почвы, черноземы, горизонт А2 подзолистых почв,

солонцы четко различаются по форме агрегатов. Существуют, очевидно, процессы, обуславливающие эти различия. Но пока они не расшифрованы.

Следует отметить, что часть почвенных процессов используют при классификации почв и достаточно успешно. Несмотря на сложность этой проблемы, в настоящее время уже по-новому стали оценивать динамику свойств почв, и тем самым наметился достаточно конструктивный подход к этой проблеме. Экологическое значение почвенных процессов огромно. Собственно почвенные процессы (сорбция питательных веществ, гумусирование почв) способствуют жизни растений, их снабжению питательными веществами и водой. Промывной водный режим приводит к очищению почв от загрязнения, солей. Формирование агрегатов способствует лучшему укоренению растений, охвату ими большего объема почвы. Почвенные процессы определяют свойства почв и экологические их функции. Почвообразовательные процессы создают сами почвы с известной совокупностью их свойств, с разным уровнем экологического функционирования.. Поэтому экологическая роль, оценка почвенных и почвообразовательных процессов – одна из наиболее актуальных задач почвоведения.

Литература

Александрова Л.Н. Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. Л.: Наука, 1980.

Алифанов В.М. Палеокриогенез и современное почвообразование. Пущино, 1995.

Аристовская Т.В. Микробиология процессов почвообразования. Л.: Наука, 1980.

Баранова О.Ю., Номеров Г.Б., Строганова М.Н. Изменение свойств пахотных дерново-подзолистых почв при зарастании их лесом. В кн.:Почвообразование в лесных БГЦ. М.: Наука,1989.

Бганцова В.А. Влияние травянистых растений на свойства почвы в лесном БГЦ // Почвоведение. 1991. № 10. С. 131–143.

Берг Л.С. Лесс как продукт выветривания и почвообразования // Почвоведение. 1927. № 2. С. 21–37.

Боровский В.М. Теоретические основы процессов засоления-рассоления почв. Алма-Ата: Наука, 1981.

Боул С., Хоул Ф., Мак-Крекен Р. Генезис и классификация почв. М.: Прогресс, 1977.

Варшал Г.М., Кощеева И.Я., Хушвахтова С.Д. и др. О механизме сорбции ртути (II) гуминовыми кислотами // Геохимия. 1998. № 9. С. 1071–1078.

Васильев С.В., Бабанин В.Ф., Соловьев А.А. Исследования переходов $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ в процессе выветривания методом ядерной гамма-резонансной спектроскопии // Литология и полезн. ископаемые. 1986. № 2. С. 136–143.

Всеволодова-Перель Т.С., Карпачевский Л.О., Надточий С.Э. Участие сапрофагов в разложении листового опада // Почвоведение. 1991. № 2. С. 57–65.

Гугалинская Л.А. Почвообразование и криогенез Русской равнины в позднем плейстоцене. Пущино, 1982.

Зонн С.В. Буроземообразование, прсевдооподзоливание и подзолообразование // Почвоведение. 1966. №7. С. 5–14.

Ильина Л.С., Кринари Г.А., Карпачевский Л.О., Морозов В.П. Аэральный привнос минеральных веществ в лесные почвы Сихотэ-Алиня // Почвоведение. 1993. № 3. С. 5–14.

Карпачевский Л.О. Почвенные процессы и почвообразование. В кн.: Экология и почвы. Т.3. М.: Наука, 1999.

Кауричев И.С, Панов Н.П. Современные почвенные процессы М.: Изд-во ТСХА, 1974.

Кауричев И.С., Ноздрунова Е.М. Учет миграции неоторых соединений в почве с помощью лизиметрических хроматографических колонок // Почвоведение, 1960. № 12. С. 30–35.

Кауричева И.С., Яшин И.М., Черников В.А. Теория и практика метода сорбционных лизиметров в экологических исследованиях. М.: Изд-во МСХА, 1996.

Козловский Ф.И. Моделирование агропедогенеза в пахотных почвах на покровных суглинках // Почвоведение. 1999. № 6. С. 785–796.

Комиссарова И.Ф., Филин В.Р., Алехина Н.А., Науялис И.И. Изменение некоторых свойств почв под ведьмиными кольцами плаунов // Почвоведение. 1991. № 12. С. 39–53.

Костычев П.А. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1950.

Кравков С.П. Биохимия и агрохимия почвенных процессов. Л.: Наука, 1978.

Майзенберг М.С. Почвообразование на курумах. Автореф. дисс.... канд. биол. наук. МГУ. 1991.

Манучаров А.С., Харитонова Г.В., Черноморченко Н.И. Гидросорбционный гистерезис в циклах иссушения-увлажнения глинистых минералов // Почвоведение. 1998. № 8. С. 927–932.

Мельникова М.К., Ковеня С.В. Влияние физико-химических свойств почвы на перемещение глинистых суспензий по профилю // Почвоведение. 1974. № 11. С. 45–50.

Неуструев С.С. Генезис и география почв. М.: Наука, 1977.

Никонов В.В. Почвообразование на Северном пределе сосновых БГЦ. Л.: Наука, 1987.

Поздняков А.И., Позднякова Л.А., Позднякова А.Д. Стационарные электрические поля в почвах. М.: КМК Scientific Press Ltd., 1996.

Полынов Б.Б. Избранные труды. М.: Изд-во АН ССР, 1956.

Понизовский А.А., Пинский Д.Л., Воробьева Л.А. Химические процессы и равновесия в почвах. М.: Изд-во МГУ, 1986.

Роде А.А. Подзолообразовательный процесс. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1937.

Роде А.А. Генезис почв и современные процессы почвообразования. М.: Наука, 1984.

Розанов Б.Г. Морфология почв. М.: Изд-во МГУ, 1983.

Синкевич З.А. Современные процессы в черноземах Молдавии. Кишинев: Штинница, 1989.

Снакин В.В. Некоторые почвенные режимы. В. кн.: Русский чернозем. 100 лет после Докучаева. М.: Наука, 1983.

Снакин В.В. Экология и охрана природы. М.: Изд-во Academia, 2000.

Соколов И.А. Почвообразование и экзогенез. М.: Изд-во Почв. ин-та им. В.В.Докучаева, 1997.

Соколов И.А. Теоретические проблемы генетического почвоведения Новосибирск: Наука, 1993.

Соколова Т.А. Высокодисперсные минералы в почвах и их роль в почвенном плодородии. Часть1. М.: Наука, 1978.

Соколова Т.А. Глинистые минералы в почвах гумидных областей СССР. Новосибирск: Наука, 1985.

Соколова Т.А., Лазарев А.В., Питрюк В.А., Куйбышева И.П. Пространственное варьирование минералогического и химического составов илистой фракции подзолистых почв // Почвоведение. 1990. № 7. С. 82–91.

Соколовский А.Н. Сельскохозяйственное почвоведение. М.: Сельхозгиз, 1956.

Спозито Г., Регинато Р. Возможности современных и будущих фундаментальных исследований в почвоведении. М.: ГЕОС, 2000.

Справочная книга по химизации сельского хозяйства. М.: Колос, 1969.

Стифеев А.И. Рекультивация земель и почвообразование в техногенныхландшафтах КМА. Автореф. дисс....доктора сель.-хоз. наук. Курск: 1993.

Стратонович М.В., Игнатьев Н.Н. Воздушный режим дерново-подзолистых почв в зависимости от гидротермических условий. В кн.: Современные почвенные процессы. М.: Изд-во ТСХА, 1974.

Стрелкова А.А. Химический состав природных вод и миграция веществ в сосновых БГЦ. В кн.: Почвы сосновых лесов Карелии. Петрозаводск, 1978.

Таргульян В.О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М.: Наука, 1971.

Трофимов С.Я., Седов С.Н. Функционирование почв в БГЦ; подходы к описанию и анализу // Почвоведение. 1997. № 6. С. 770–778.

Фокин А.Д. Исследование процессов трансформации, взаимодействия и переноса органических веществ, железа и фосфора в подзолистой почве. Автореф. дисс.... доктора биол. наук. 1975.

Хитров Н.Б. Горизонтальная деформация черноземовидных слитоземов Ставрополья // Почвоведение. 1998. № 8. С. 910–920.

Якименко Е.Ю. Сравнительная характеристика почвообразования в луговых и лесных БГЦ. В кн.: Почвообразование в лесных БГЦ М.: Наука, 1989.

Яншин А.Л. Возникновение проблемы эволюции геологических процессов. В кн.: Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993.

Глава 20
Классификация почв

Классификации поверхностных образований, включая почвы, существуют давно. Первые классификации основывались на гранулометрическом составе почв (пески, супеси, суглинки, глины), иногда с учетом их гумусированности или наличия торфяного слоя. Были петрографические классификации (на основе почвообразующих пород), химические (тех же пород, но диагностируемых по их химическому составу). Первая собственно почвенная классификация была предложена В.В. Докучаевым. Он выделил три класса почв: нормальные, анормальные и переходные. К.Д. Глинка, оценивая эту классификацию, подчеркивал, что здесь впервые использован для диагностики почвообразовательный процесс. Второе достоинство этой классификации заключается в том, что в нее легко включаются все новооткрытые почвы. Важной особенностью классификации В.В. Докучаева следует признать разделение почв на нормальные (образование их идет на горной породе и постепенно захватывает все большую ее толщу), и анормальные (формирование их связано с нарастанием почв кверху). Н.М. Сибирцев заменил термин нормальные на зональные, и с этих пор все классификации учитывали климатическую и связанную с ней почвенную зональность. Приуроченность типов почв к растительным формациям – четкая закономерность, хорошо изученная почвоведами.

Таким образом, связь факторов почвообразования с почвой была вскрыта и доказана. При этом предусматривалось, что каждой почве соответствует свой почвообразовательный процесс (триада И.П. Герасимова). Главная особенность почвенных классификаций, начиная с В.В. Докучаева и Н.М. Сибирцева, заключается в том, что они построены на реальных почвенных профилях, состоящих из генетических горизонтов. Именно с помощью горизонтов в первую очередь диагностируют почвы. Принцип Докучаева был принят всеми почвоведами мира, несмотря на то, что классификации разных стран существенно отличались друг от друга. Такие отличия определялись разнообразием почв этих стран, широким многолетним их использованием в сельском хозяйстве, языковыми особенностями (названиями). Но во всех классификациях был использован подход В.В. Докучаева к выделению почвенных таксонов (единиц почвенных классификаций). Национальные особенности классификаций приводили к тому, что ряд почв имели разные названия в разных классификациях. Наибольшее влияние на все мировые классификации в первой половине XX века оказала классификация почв К.Д. Глинки, построенная на принципах Докучаева–Сибирцева и развившая основные положения классификации Н.М. Сибирцева. Затем на Западе широко распространилась классификация Я.Н. Афанасьева, также логически развивавшая классификацию К.Д. Глинки. В середине XX в. русские названия почв во многих странах стали уступать английским (американским), французским названиям в связи с работой американских и французских почвоведов на территориях развивающихся стран Африки и Азии. Детальное изучение почв мира породило потребность в новой их классификации, построенной по принципу классифика-

ции К. Линнея (для растений и животных), где народные и региональные название почв дублируют нейтральные термины, основанные на латинских и греческих корнях. Такую классификацию создали американские почвоведы. Почвоведы, работавшие в ФАО, при выпуске почвенной карты мира, попытались объединить эти два подхода (народных названий и названий типа американской классификации). Хотя эта классификация на практике используется мало, но на ней сейчас построена мировая почвенная база данных.

В то же время американская классификация широко обсуждалась всеми почвоведами мира, и многие национальные школы почвоведов все больше и больше пользуются этой классификацией. Названия почв в американской классификации основаны, как уже говорилось, на латинских и греческих корнях и подбирались созвучно принятым прежде названиям почв: сподосоли (подзолы) или же по диагностичным горизонтам (гистосоли и пр.).

Классификация почв России

До последнего времени в России действовала классификация почв 1977 г., разработанная Почвенным институтом им. В.В. Докучаева под руководством профессора В.М. Фридланда. В настоящее время она переработана, коллективом авторов из Почвенного института и опубликована под редакцией Л.Л. Шишова и Г.В. Добровольского. Главное отличие новой классификации – новое построение ее, несколько иной принцип названий, иногда дублирующих американское название аналогичных почв. Надо отметить, что в свою очередь, американцы использовали русские названия (чернозем, серозем и пр.). Используемые американцами окончания названий почв «сол» по латыни равнозначно почве, земле, «зему». Как и все предыдущие классификации после В.В. Докучаева, данная систематика построена на диагностике генетических горизонтов. Этот принцип заложен и в американской классификации. Применена оригинальная система таксонов, предложенная несколько лет назад В.М. Фридландом. Выделены три ствола, включающие постлитогенные, синлитогенные и органогенные почвы. К первым относят все почвы, образовавшиеся на горных породах, на которые современные геологические процессы не оказывают существенного влияния, и почвы не нарушаются отложениями свежего материала (все зональные почвы плакоров). Синлитогенный ствол включает почвы, где почвообразование идет одновременно с литогенезом (вулканические, аллювиальные). Органогенный ствол включает торфяные почвы, торфяники.

Стволы делятся на отделы: 16 отделов в постлитогенном стволе, 5 отделов в синлитогенном и 2 отдела в органогенном. Отделы выделены по сходству строения основных почвенных профилей и однонаправленности основных почвообразующих процессов. Отделы объединяют типы почв. Тип почв – основная таксономическая характеристика в пределах отделов, характеризующаяся единой системой диагностических горизонтов и общностью свойств, обусловленной сходством режимов и процессов почвообразования. К постлитогенным почвам относят 125 типов почв, к синлитогенным – 37 и к органогенным – 6 типов.

Выделенные отделы позволяют достаточно четко представить основной тип почвообразования, свойственный данной группе почв (табл. 20.1).

В классификации впервые выделены в самостоятельные отделы эродированные почвы и почвы сельскохозяйственного пользования.

Таблица 20.1. Основные отделы почв (по П.В. Красильникову)

Отделы почв	Аналог WRB (база данных)
постлитогенные почвы	нет аналога
глееземы	глейсоли
криоземы	криосоли
альфегумусовые	подзол
текстурно-дифференцированные	альбелувисоли
светлоземы	стагник, камбисоли
органо-аккумулятивные	нет аналога
метаморфические	умбрисоли, камбисоли
аккумулятивно-гумусовые	черноземы, файоземы, каштаноземы
аккумулятивно-гумусовые гидрогенно-трансформированные	глейсоли
малогумусовые аккумулятивно-карбонатные	кальцисоли
щелочно-глинисто-дифференцированные	солонцы
галоморфные	солончаки
литоземы	лептосоли
абраземы (эроземы)	регосоли
агроземы	антросоли
агроабраземы	нет аналога
синлитогенные	флювисоли, андосоли
слаборазвитые	флювисоли, андосоли, регосоли
аллювиальные	флювисоли
вулканические	андосоли, тефрик регосоли
агроземы аллювиальные	антри-моллик – флювисоли
стратоземы	нет аналога
органогенные	гистосоли
торфяные	гистосоли
агроторфяные (торфоземы)	нет аналога

Список таксонов объединяет 165 типов почв, в которых, в свою очередь, выделяют подтипы по выраженности основных процессов (признаков). Подтипы разделяются на роды по составу поглощающего комплекса почв и химизму засоления. Род состоит из видов, выделяемых по степени выраженности диагностического признака (сильная, слабая и т.д.). Разновидность выделяется по гранулометрическому составу, каменистости, скелетности. Разряд классифицируется по почвообразующей и подстилающей породе.

Американская классификация почв

Американская классификация строится на выделении 11 порядков, 47 подпорядков, около 200 больших групп. Порядки выделяют по присутствию или отсутствию диагностического горизонта (табл. 20.2).

Название подпорядков включает название порядка (последний слог названия). Первый слог обозначает наиболее диагностичный признак почв. *Аквик* – почвы постоянно или периодически насыщенные водой с соответствующим окислительно-восстановительным режимом. *Удик* (от латинского udus – влажный) – водный режим почв, когда корнеобитаемая толща в 60% лет всегда увлажнена, влажность

Таблица 20.2. Порядки и подпорядки почв американской классификации

Порядок	Подпорядок
альфисоли (alfisols)	аквальфы, боральфы, устальфы, ксеральфы, удальфы
андисоли(andisols)	акванды, крианды, торранды, ксеранды, витранды, устанды, уданды
аридисоли (aridisols)	аржиды, салиды, дуриды, гипсиды, кальциды, камбиды, криды
энтисоли (entisols)	аквенты, аренты, псамменты, флювенты, ортенты
гистосоли (histosols)	фолисты, фибристы, гемисты, сапристы
инсептосоли (inseptisols)	аквепты, плаггепты, тропепты, охрепты, умбрепты
моллисоли (mollisols)	альболлы, акволлы, бороллы, рендоллы, ксероллы, устоллы, удоллы
оксисоли (oxisols)	аквоксы, торроксы, устоксы, пероксы, удоксы
сподосоли (spodosols)	акводы, криоды, гумоды, ортоды,
ультисоли (ultisols)	аквульты, гумульты, удульты, устульты, ксерульты
вертисоли (vertisols)	аквертs, криерты, ксереrты, торрерты, устерты, удерты

выше влажности завядания, но 90 дней в году заметно ниже влажности наименьшей (полевой) влагоемкости. *Устик* (от лат. ustus – обожженный) – в корнеобитаемом слое в 60% лет почва по содержанию воды близка к влажности завядания, но часть этого слоя сохраняет доступную растениям воду. *Ксерик* (лат. xeros – сухой) – соответствует водному режиму почв Средиземноморья. После летнего солнцестояния почвы сухие (близко к влажности завядания) в течение 45 дней. Зимой почвы увлажнены. Элементы названия *пер* и *кри* связаны с тепловым режимом. *Пер* – от пергелик (лат. per – всегда, gelare – замораживать) – почвы с многолетней мерзлотой. *Кри* – от криик (лат. kryos – холод) – почвы со средней температурой корнеобитаемого слоя в пределах >0 и <8°С.

Классификация почв ФАО

Как было сказано выше, именно эта классификация лежит в основе международного банка данных по почвам мира. Она была разработана для первой мировой почвенной карты (1974 г.). Полезно провести сравнение этой классификации с предыдущими. Принцип выделения диагностических горизонтов в классификации ФАО совпадает с другим классификациями, хотя названия горизонтов могут отличаться (табл. 20.3). Но само выделение почвенных групп (типов) в классификациях совпадает, так как используется все тот же принцип Докучаева–Сибирцева.

Таблица 20.3. Диагностические горизонты разных классификаций (по П.В. Красильникову)

ФАО – ЮНЕСКО	Классификация США
1	2
меланизированный А1	Моллик элипедон
развитый А1 (сомбрик)	Умбрик эпипедон
слаборазвитый А1 (бледный)	охрик эпипедон
торфянистый Ат	гистик эпипедон
натриевый	натрик

Продолжение табл. 20,3

1	2
глинисто-иллювиальный В	аржиллик (аргиллик)
планосольный В (резкая смена гранулометрического состава)	–
языковатый В	–
плинтитовый	плинтит
камбик	камбик
глеевый	–
сподик В	сподик
оксик В	оксик
кальциевый	кальцик
гипсовый	гипсик
солевой	салик
гиббситовый	–

Примечание. Прочерк – аналогов нет.

Сама классификация выглядит следующим образом (табл. 20.4).

Таблица 20.4. Классификация почв ФАО – ЮНЕСКО

Большие группы почв		Подгруппы
1		2
флювисоли	(аллювий и примитивные аллювиальные почвы)	дистрофные эутрофные карбонатные глеевые
регосоли	(маломощные почвы на рыхлых отложениях)	дистрофные эутрофные карбонатные
ареносоли	(почвы на песке)	дистрофные эутрофные
рендзины	(маломощные)	на известняках
ранкеры	(маломощные)	на силикатных породах
андосоли	(вулканические пепловые почвы с темной поверхностью)	гапликовые богатые вулканическим стеклом глеевые
вертисоли	(почвы с монтмориллонитовой глиной)	гапликовые лювиковые глеевые
иермосоли	(пустынные почвы)	гапликовые карбонатные гипсовые лювиковые
ксеросоли	(сухие почвы семиаридных регионов)	гапликовые карбонатные гипсовые лювиковые

Продолжение табл. 20.4

1		2
солончаки	(с растворимыми солями)	гапликовые гумусовые такыровидные глеевые
солонцы	(содержащие Na)	гапликовые гумусовые осолоделые
планосоли	(резкая дифференциация по гранулометрическому составу)	гапликовые гумусовые осолоделые
каштаноземы	(сухие степи)	гапликовые карбонатные лювиковые
черноземы		гапликовые гумусовые плинтитовые глеевые
файоземы	(сильнее выщелоченные, чем каштаноземы и черноземы)	гапликовые карбонатные лювиковые глеевые
камбисоли	(светлые почвы)	гапликовые эутрофные карбонатные нертиковые гумусовые вулканические
лювисоли	(насыщенные почвы с горизонтом аржиллик)	гапликовые цветные железистые альбиковые плинтитовые глеевые
подзолювисоли	(суглинистые)	гапликовые глеевые
подзолы		гумусо-железистые гумусовые железистые охристые пласиковые глеевые
акрисоли	(с горизонтом аржиллик)	гапликовые гумусовые плинтитовые глеевые
нитосоли	(низкая емкость обмена в аржиллик)	дистрофные эутрофные

Продолжение табл. 20.4

1		2
ферралсоли		гапликовые охристые rhodic гумусовые плинтитовые
гистосоли		дистрофные эутрофные
литосоли		дистрофные эутрофные

В 1998 г. на базе этой и нескольких последующих классификаций была разработана новая классификация почв для мировой базы данных (табл. 20.5).

Таблица 20.5. Почвенные группы в класификации Мировой базы данных

Название группы	Характеристика почв группы
акрисоли	кислые глинистые с малой обменной емкостью почвы тропиков
альбелювисоли	кислые с отбеленным горизонтом (таежная зона)
алисоли	обменный Al и глина с высокой емкостью обмена (тропики)
андосоли	почвы на современных вулканических пеплах
антросоли	образованы деятельностью человека (оазисы, рисовники)
ареносоли	слаборазвитые песчаные
кальцисоли	вторичные карбонаты (Средиземноморье, сухие тропики)
камбисоли	слаборазвитые с изменением окраски и структуры породы
черноземы	мощный гумусовый горизонт, в нижних слоях карбонаты Ca
криосоли	почвы на многолетней мерзлоте
дурисоли	аккумуляция вторичного опала и цементация им субстрата
ферральсоли	ферраллитные тропические и субтропические
флювисоли	молодые аллювиальные
глеесоли	с глеевым горизонтом (лесная зона, влажные тропики)
гипсисоли	аккумуляция педогенного гипса в профиле
гистосоли	торфянистые, торфяные почвы и торфяники
каштаноземы	каштановые, коричневые и серо-коричневые
лептосоли	ранкеры, рендзины, маломощные почвы на плотных породах
ликсисоли	светлые глинистые с низкой обменной емкость в саваннах
лювисоли	глины, насыщенные основаниями
нитисоли	мощные темно-красные, бурые, желтые в тропиках и субтропиках
файоземы	аналог черноземов в прериях и пампасах
планосоли	с отбеленным горизонтом, подстилаемым водоупором
плинтисоли	переувлажненные с необратимо затвердевшим слоем (панцирь)
подзолы	кислые с иллювиальным горизонтом
регосоли	глинистые слаборазвитые на аллювии и вулканических пеплах
солончаки	засоленные
солонцы	горизонт B насыщен Na
умбрисоли	кислые с мощным гумусовым горизонтом
вертисоли	темноокрашенные глинистые набухающие

В современной классификации ФАО при соблюдении тех же принципов заметны существенные изменения в группах и еще большие в подгруппах.

Аналогичные изменения в названиях почв встречаются и в других национальных классификациях (Франции, Англии, Италии), поэтому почвовед должен быть знаком с новыми принципами построения названий почв.

Заключение

В целом, несмотря на новые названия, во всех классификациях использован принцип Докучаева–Сибирцева: классифицируются почвенные профили, которые выделяют по генетическим горизонтам. Поэтому классификации между собой достаточно хорошо коррелируют (П.В. Красильников). Из всех классификаций наиболее логичной можно считать классификацию США, где названия почв построены по единому принципу на основе греческих и латинских корней, при этом соблюдено правило созвучия нового названия старому, или привычному, названию горизонта. В американской классификации успешно применен метод гидрологических и термических горизонтов почв, использованы гранулометрический состав, степень насыщенности почв, характер подстилки, минеральный состав. В классификации ФАО используются, в основном, принципы классификации Е.Н. Ивановой–Н.Н. Розова, развитые В.М. Фридландом, но даются другие названия, частично близкие к названиям американской классификации.

Следует отметить, что теперь иностранные журналы требуют приводить названия почв по классификации или американской, или международной, поэтому умение пользоваться этими классификациями весьма полезно. В иностранной литературе название почв приводятся теперь только по новым классификациям, что также требует знания этих названий, этих классификаций.

Литература

Афанасьев Я.Н. Основные черты почвенного лика Земли. Минск. 1930.

Владыченский А.С. Особенности горного почвообразования М.: Наука, 1998.

Герасимов И.П., Глазовская М.А. Основы почвоведения и географии почв. М.: Изд-во МГУ, 1960.

Глазовская М.А. Общее почвоведение и география почв. М.: Высшая школа, 1981.

Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР. М.: Высшая школа, 1988.

Глинка К.Д. Минералогия, генезис и география почв М.: Наука, 1978.

Глинка, К.Д. Почвоведение. М.-Л.: Сельхозгиз, 1932.

Дмитриев Е.А. Теоретические и методологические проблемы почвоведения.М.: ГЕОС, 2001.

Добровольский Г.В. Почвы речных пойм центра Русской равнины. М.: Изд. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева, 1976.

Дюшофур Ф. Основы почвоведения. М.: Прогресс, 1970.

Егоров В.В., Фридланд В.М., Иванова Е.Н. и др. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977.

Зонн С.В. Буроземообразование, прсевдооподзоливание и подзолообразование // Почвоведение. № 7. 1966. С. 5–14.

Зонн С.В. Тропическое почвоведение. М.: Изд-во Университета дружбы народов, 1986.

Иванова Е.Н. Классификация почв СССР. М.: Наука, 1976.

Кауричев И.С. Почвоведение. М.: Колос, 1982.

Коссович П. Основы учения о почве. СПб. 1911.

Красильников П.В. Почвенная номенклатура и корреляция. Петрозаводск. 1999.

Розанов Б.Г. Почвенный покров земного шара. М.: Изд-во МГУ, 1977.

Розов Н.Н. Строганова М.Н. Почвенный покров Мира. М.: Изд-во МГУ, 1970.

Смит Г. Почвенная классификация // Почвоведение. № 6. 1967. С. 11–20.

Соколов И.А. Почвообразование и экзогенез. М.: Изд. Почв. ин-т им. В.В.Докучаева, 1997.

Соколов И.А. Теоретические проблемы генетического почвоведения. Новосибирск: Наука, 1993.

Тонконогов В.Д. Глинисто-дифференцированные почвы Европейской России М.: Изд. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева, 1999.

Шишов Л.Л., Тонконогов В.Д., Лебедева И.Н. Классификация почв России. М.: Изд. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева, 1997.

Глава 21
География почв и структура почвенного покрова

Теория экзогенеза В.О. Таргульяна показывает, что граница раздела двух фаз, в частности твердого тела и газообразного, приводит к формированию профиля изменения в твердом теле. В этом отношении почва представляет собой продукт экзогенеза. Всюду, где суша взаимодействует с атмосферой, и где поселяются растения формируется почва. Таким образом, почва представляет собой специфическую оболочку Земли, перекрывающую кору выветривания, литосферу. Она получила название педосфера и представляет собой фундамент биогеосферы. Педосфера не однородна. Она отражает разные воздействия факторов почвообразования. Климатическая поясность Земли определяет зональность растительного покрова, а с ним и зональность почв (В.В. Докучаев, Н.М. Сибирцев и др.). С рельефом связана горная поясность растений, а с нею поясность почв (В.В. Докучаев, С.А. Захаров). Рельеф также образует наветренные гумидные и подветренные аридные ландшафты, что влияет на зависимость почвенного покрова от экспозиции склонов (Ю.А. Ливеровский, Э.А. Корнблюм). Рельеф перераспределяет осадки, что приводит к формированию гидроморфных и автоморфных почв (С.С. Неуструев, А.И. Безсонов). И, безусловно, все факторы, влияющие на растительный покров, также воздействуют на почвы, меняя их свойства. И.А. Соколов и В.О. Таргульян отмечают, что почвы обладают стриальностью (линейным, полосчатым характером залегания, отражающим совокупное влияние факторов почвообразования). Степень изменения почв под влиянием факторов почвообразования определяется их рефлекторностью и сенсорностью (способностью отражать воздействие фактора и чувствительностью к этому воздействию). На формирование педосферы также влияет смена условий в пределах климатической зоны: мерзлота, континентальность климата, распределение осадков в течение года, литологический состав почвообразующих и подстилающих пород, приводящих к формированию почвенных провинций (Л.И. Прасолов). Все это позволило В.М. Фридланду выделить из географии почв отдельную дисциплину – структуру почвенного покрова. Таким образом, по В.М. Фридланду, география почв включает зонально-провинциальное строение педосферы, а исследование структуры почвенного покрова ведут внутри зон и провинций. Это соответствует понятию топография почв, введенному в свое время В.В. Докучаевым.

Выделяют следующие климатические пояса: холодный, умеренно-холодный, умеренно-теплый, субтропический, тропический. Им соответствуют арктические пустыни и тундра, таежные леса, лиственные леса, лесостепь и степи, субтропические пустыни и субтропические леса, тропические леса, саванны, пустыни.

Растительным зонам соответствуют большие группы почв, включающие много типов. Так, в тундре распространены подбуры, торфяные и торфяно-глеевые почвы, луговые, дерновые, подзолы. В таежной зоне преобладают подзолы, подбуры, бурые кислые, луговые, дерновые, торфяники и торфяно-подзолисто-глеевые, таежные дерновые почвы. В зоне смешанных и лиственных (широколиственных) лесов выделяют подзолистые, дерново-подзолистые, серые лесные, бурые лесные почвы. В зоне

лесостепи почвенный покров представлен серыми и бурыми лесными почвами, черноземами выщелоченными, оподзоленными. Почвы степи включают черноземы, каштановые почвы и бурые полупустынные. Наряду с этими почвами широко распространены солонцы, солончаки, солоди, луговые почвы (табл. 21.1–21.12).

Кроме того, широко распространены почвы, которые Н.М. Сибирцев называл интразональными. Так, в таежной зоне к долинам рек приурочены ольшатники и характерные для них почвы. Литогенные почвы встречаются на карбонатных горных породах.

В субтропических пустынях почвенный покров формируют сероземы, серобурые почвы, солончаки. Широко распространены такыры. В более влажных условиях образуются слитые почвы, желтоземы, бурые лесные, ферраллитные почвы (бурые лесные по ферраллитной коре выветривания). В тропиках широко распространены ферраллитные почвы, слитые (вертисоли), дерновые (саванны) и др.

В пределах зоны (и провинции), как уже говорилось, на мезоуровне почвенный покров характеризуется элементарными почвенными ареалами и их комбинациями. Элементарный почвенный ареал – контур на поверхности суши, относящийся к одной почве (на одном таксономическом уровне). Элементарный почвенный ареал (ЭПА) может быть гомогенным (например, торфяно-подзолистая почва, выщелоченный чернозем) и гетерогенным. Среди последнего выделяют спорадически пятнистые (дерново-подзолистая почва с пятнами подзолистой и торфяно-подзолисто-глеевой), регулярно-циклические (корковый солончак слитой). В пределах ЭПА могут встречаться предельные структурные элементы (муравейники, вывалы деревьев, кротовины, сурчины и сусликовины).

ЭПА образуют почвенные комбинации, совокупности ЭПА. Когда между ЭПА существует тесная генетическая связь, комбинации относят к почвенным цепям, а в случае отсутствия такой связи – к почвенным рядам. Почвенные комбинации называют контрастными, когда они состоят из ЭПА, относящимся к разным высоким таксономическим уровням (тип, подтип почвы). При отличиях почв на более низком уровне комбинации считаются мало контрастными. К контрастным цепям относят сочетания, к мало контрастным – вариации.

Выделяют также почвенные комбинации на микроуровне (диаметр ЭПА – единицы метров и меньше). К ним относят почвенные комплексы (контрастные комбинации) и почвенные пятнистости (мало контрастные).

Среди почвенных рядов также выделяют мезо- и микроструктуры. К контрастным относят мозаики, к мало контрастным – ташеты.

Все почвенные комбинации разделены на ряд форм.

1. Мезоструктруры: пятнистые и пятнисто-кольцевые, древовидные, полосчатые, полосчато-линзовидные, неупорядочные, подковообразные, веерообразные, пятнистые и пятнисто-кольцевые наложено-древовидные, полосчатые наложенно-древовидные, полосчато-линзовидные наложенно-древовидные, неупорядоченные наложенно-древовидные, упорядоченные.

2. Микроструктуры: пятнистые, струйчатые, полигональные.

Среди микроструктур можно выделит особый вид пятнистых форм – фитопятнистость. Эти формы связаны с парцеллярным строением фитоценозов и с фитогенным полем отдельных растений. Парцеллы – структурные элементы фитоценоза, ограниченные сферой влияния эдификатора и доминантами растительного напочвенного покрова. Каждое растение потребляет из почвы воду, пита-

тельные элементы, из растения в почву поступают органические выделения, отдельные ионы, опад. Все это приводит к закономерному изменению свойств почв в экосистеме (табл.21.1). Каждое растение имеет сферу воздействия на почву и диаметр этого фитогенного (биогеоценотического) поля измеряется сантиметрами, для кустарников – десятками сантиметров, для деревьев – метрами.

Таблица 21.1. Средние оценки свойств почвы (слой 0–30 см) в зависимости от экосистемы

Тип угодья	Плотность, г/см^3		Пористость, % объема	Удельная поверхность, м^2/г	Скорость впитывания, мм/мин	Гумус, % массы
	почвы	тв. фазы				
дерново-подзолистая почва						
луг	1,37	2,64	48	–	2	3,4
лес	1,19	2,62	54	46	130	1,1
поле	1,47	2,62	44	54	17	–
черноземы типичные						
целина	1,08	2,62	56	114	68	4,5
лес	1,05	2,59	58	94	148	5,4
поле	1,17	2,65	54	91	83	2,9
таежные осолоделые						
лес	1,18	2,63	55	57	–	4,0

Примечание. Прочерк – нет данных.

Разные экосистемы формируют почвы с разными свойствами. Но и в пределах одного биогеоценоза свойства почв в лесу закономерно связаны с типом парцеллы, микрозоной, травяным ярусом (табл. 21.2). Эту связь можно оценить, используя формулу Шеннона и на ее основании выделить специфические значения свойств почв в зависимости от фактора.

Такая анизотропность в той или иной степени свойственна всем лесным почвам, но иногда она затушевывается разными другими факторами (высокой полнотой древостоя, рекреационным воздействием, влиянием животных, вывалов, других случайных факторов). В зависимости от сенсорности почв (чувствительности к воздействию фактора) и их рефлекторности (степени реакции на воздействия фактора) она может проявляться очень ярко или в неявной форме, как тенденция. Хорошо заметна она обычно в верхних горизонтах почвы, в запасах и мощности подстилки, в содержании гумуса в гор. А1, сумме и составе обменных катионов в этом же горизонте. В горизонте В влияние современного БГЦ обычно менее заметно, а закономерное изменение свойств в пределах тессеры в этом горизонте уже обычно не прослеживается. Очевидно, анизотропность – влияние современного БГЦ.

Так, для бурой и темно-серой лесных почв Шипова леса характерна анизотропность, в данном случае отмечаемая по содержанию гумуса (углерода). В темно-серой почве около ствола дуба содержание С в слое 0–5 см – 10–8,5%, в слое 5–10 см – 8,3–8,0%, а между дубами 7,0 и 6,1% в тех же слоях. В бурой лесной, соответственно, в слое 0–5 см у дуба – 11%, в слое 5–10 см – 5,8%, а между дубами – 6,8 и 5,2%: Во всех случаях содержание гумуса в микрозоне за пределами кроны дуба меньше, чем около ствола дуба.

Таблица 21.2. Специфические значения содержания обменных катионов (мг-экв/100 г) в зависимости от биогеоценотических факторов в слое 0–50 см среднесуглинистой дерново-подзолистой почвы

Горизонты	Сумма катионов	Ca	Mg	Al
A1	21	11	1–2	1–2
A1 A2	11	3	1	3–4
A2	6	1	1	5
A2, B	7–14	1–6	3–4	6–7
B	15–20	7–14	3	8
порода дерева				
ель	21	4–6	3–4	1–4
дуб	15–17	4–10	1	6–7
береза	7–11	1	1	8–10
осина	7–11	1–3	1–4	8–10
липа	21	14	5	1–2
сосна	18–20	1–3	–	5
окно	11	7–10	1–2	5
микрозона вокруг эдификатора				
1-я	15–17	3–7	1–2	5
2-я	21–26	7–14	5	10
3-я	4	14	3–4	1–2
доминанты напочвенного покрова				
осока волосистая	14	3	1	1–4
зеленые мхи	1–18	11	3	8
снытевое разнотравье	15–17	1–6	1–2	3
хвощ	7–11	4–6	3	3–4
мертвопокровная	8–12	4–5	1–2	5–7

Примечание. Прочерк – нет данных.

Как пример действия небольших по массе растений (кустарников) можно привести опыт с бересклетом в Серебряном Бору Московской области. Включение бересклета в подлесок сосняка приводит к изменению свойств почв (табл. 21.3).

Таблица 21.3. Средние значения параметров подстилки и почвы в сосняках (по данным Д.В. Мокрушиной)

Сосняк	Подстилка		Гумус, %		pHв	
	pH	зольность	0–5 см	5–10 см	0–5 см	5–10 см
с бересклетом	6,7	11,01	2,83	1,98	6,49	6,63
чистый	6,9	13,78	2,62	1,24	5,99	5,97

Особенно бересклет действует на слои 0–5 и 5–10 см. Под его влиянием увеличивается содержание гумуса, возрастает pH. Ниже по профилю почв разница этих показателей недостоверна. Зольность подстилки (АО) меньше в сосняке с бересклетом. Там АО – это слой 01 (опад), в чистом сосняке отмечаются все три слоя подстилки (01, 02, 03). Поэтому зольность подстилки в чистом сосняке отражает

свойства разложившихся слоев 02, 03 и выше, чем зольность опада. В сосняке чистом подстилку формируют подстилочные животные, а в сосняке с бересклетом животные затаскивают детрит в почву, поэтому слой 02, 03 не образуются.

Естественный ельник с липой, не рубившийся раньше, и почвы которого не использовались под пашню, несмотря на высокую его продуктивность (высота деревьев 40 м) растет на подзолистых почвах и не имеет дернового горизонта (табл. 21.4). Почвы образованы на морене, перекрытой покровным суглинком, в которой встречаются обломки карбонатов. Несмотря на это, почвы лишены гумусового горизонта, на поверхности развита мощная подстилка, заметны следы иллювиирования органических веществ на глубину 4 см. Мощный подзолистый горизонт свидетельствует о предельности развития его в данных условиях.

Таблица 21.4. Некоторые свойства подзолистой почвы липо-ельника 220–230 лет, Кологривский лес, Костромская обл. (по данным О.А. Дворникова и соавторов)

Горизонт, глубина, см	pH	Гумус, %	Гидролитическая кислотность, мэ/100г	Обменные катионы, мэ/100 г почвы				Фракции, %	
				Ca	Mg	Al	H	<0,001мм, %	<0,01 мм, %
01	5,6	90*	55,6	41,6	11,7	2,6	8,8	–	–
02	5,5	84*	55,6	45,5	4,6	1,4	3,4	–	–
A2 п.о., 0–1	4,3	3,3	10,0	3,4	0,7	4,6	0,9	10	33
A2h(Bhf), 1–4	4,2	4,2	19,0	3,4	1,0	5,8	2,9	11	34
A2, 10–20	4,9	0,9	6,8	2,1	0,9	3,7	0,3	7	29
A2, 20–30	4,9	0,6	7,2	1,7	0,3	3,1	0,3	8	29
A2/Bt, 30–40	4,9	0,5	11,0	5,5	1,4	5,0	1,0	18	40
Bt/A2, 40–50	4,7	0,5	12,2	9,6	5,1	5,8	0,3	29	52
Bt1, 50–60	5,1	0,5	9,5	12,0	8,6	0,7	3,4	24	50
Bt2, 65–90	5,0	0,5	7,3	10,1	4,2	1,0	1,2	22	48
B3(t), 95–100	5,1	0,5	6,3	9,7	3,9	1,0	0,9	21	49
IIBCg, 110–150	5,2	0,4	5,1	8,3	3,3	0,5	0,6	14	41
III BCg, 150–180	4,9	0,7	3,2	13,2	4,8	0,4	1,4	16	46
IV BG/G, 180–220	6,3	0,4	2,3	15,8	5,5	0,2	0,3	8	41
VD, 220–250	6,9	0,3	1,1	19,2	9,1	0,2	0,3	7	42

Примечание. п.о. – поверхностно оглеенная почва, прочерк – нет данных.* – потеря при прокаливании.

Профиль этой почвы, как и профиль под 300-летней елью (табл. 21.5), говорит в пользу того, что дерново-подзолистые почвы в подзоне южной тайги представляют собой вариант лесной подзолистой почвы, долгое время бывшей под пашней. Гумусовый горизонт в этих почвах представляет собой измененный пахотный слой.

Анизотропность также ярко выражена и у бурых лесных почв Сихотэ-Алиня (Уссурийский стационар Дальневосточного института лесного хозяйства). Она также определяется воздействием дерева на почву и связанным с этим микрозональным изменением ее свойств и строения (табл. 21.6).

Таблица 21.5. Изменение свойств гор. А1 А2 палево-подзолистой почвы (Центрально-лесной биосферный заповедник, Тверская область) по радиусу от 300-летней ели (царица-ель в ельнике приручьевом) (по данным Ф.В. Карташева)

Растояние, м	Гумус,%	pH	Обменные катионы, мг-экв/100г почвы			
			Ca	Mg	H	Al
0,5	2,79	4,46	2,88	0,79	1,70	1,10
1,5	2,83	4,40	2,18	0,65	1,54	1,16
2,0	0,36	4,83	0,19	0,14	0,92	1,21
3,5	1,00	4,46	0,23	0,05	0,70	2,45
4,0	1,67	4,61	0,86	0,80	1,30	1,76
5,0	2,13	5,26	1,12	0,49	1,30	1,35
6,0	2,70	4,66	0,24	0,75	0,90	3,00
7,5	1,79	5,51	1,36	0,80	1,00	0,60
8,5	2,10	4,40	1,10	0,50	1,40	2,10
9,5	2,06	4,49	0,47	0,24	0,95	3,05
10,5	0,86	5,04	0,40	0,19	0,80	0,70
11,0	0,98	4,08	0,45	0,23	1,17	1,13
12,0	1,20	4,13	0,52	0,50	1,44	2,56

Примечание. В 12 м от царицы-ели стоит 100-летняя ель.

Таблица 21.6. Химические свойства гумусового горизонта бурых лесных почв Сихотэ-Алиня в тессерах

Пункт	№ точки	pH	C,%	Обменные катионы, м-экв/100 г почвы				
				Ca	Mg	H	Al	Σ
МП-17	1	4,88	1,79	8,9	8,5	2,3	3,6	23,3
	2	6,98	1,86	24,7	2,0	0,9	0,4	28,1
	3	6,40	1,09	12,8	2,3	0,9	2,1	18,1
ПП-4	1	7,01	3,09	40,0	6,5	0,6	0	47,1
	2	7,34	2,90	43,9	8,8	0.6	0,1	53,4
	3	6,63	2,10	30,1	5,7	0,7	1,2	37,7
Кедрач	1	5,16	1,93	17,2	4,0	0,6	0,3	22,1
	2+4	5,50	2,05	30,9	3,3	1,3	3,2	38,7
	3	5,32	1,44	21,2	2,7	1,4	1,8	37,1
	5	5,14	0,77	6,8	0,7	0,8	2,7	11,0
Вырубка	1	6,30	2,08	18,8	3,2	0,8	0,3	23,1
	2+4	6,01	2,15	17,0	3,7	1,1	0,7	22,5
	3	6,65	1,71	19,3	4,6	1,1	0,8	25,8
	5	6,83	2,11	28,3	3,8	0,7	0,1	22,9
МП- 16	1	4,49	2,97	14,7	3,8	3,0	6,0	27,5
	2	5,55	3,80	23,6	4,2	1,7	3,3	32,8
	3	5,10	2,85	22,8	5,7	1,4	2,0	31,9
Кедрач	1	6,17	2,29	19,5	5,0	1,1	0,5	26,1
	2	5,20	2,47	19,5	1,3	1,6	2,6	25,0
	3	6,18	2,42	16,1	5,3	0,7	1,3	23,4

Примечание. 1, 5 – точки отбора образцов у ствола дерева; 2, 3, 4 – последовательно удаленные от ствола; МП – метеопост.

Травяные растения также воздействуют на почву, но диаметр этого воздействия несравним со сферой влияния дерева. Биогеоценотическое поле есть и у травяных растений (табл. 21.7), однако ее площадь не превышает метра, а объем почвы измеряется сотнями кубических сантиметров.

Таблица 21.7. Специфические свойства гор. А1 дерново-подзолистой почвы под разными растениями

Растения	Плотность, г/см^3		Водопроницаемость, мм/мин	pH	Обменные катионы, мг-экв/100г	
	пределы	средняя			Ca	Mg
костяника	0,5–1,1	0,80	0–75	4,6–4,9	3–5	1–2
кислица	0,5–1,1	0,71	25–200	4,3–4,6	1–3	1–2
хвощ лесной	0,7–1,1	0,85	25–150	3,4–5,5	3–5	6–7
копытень	0,7–0,9	0,88	0–100	4,6–5,5	7–13	1
осока волосистая	0,4–1,1	0,65	75–150	4,0–4,6	5–7	0–2
щитовник Линнея	0,3–0,8	0,61	0–150	4,6–5,2	1–3	–
папоротник мужской	0,5–0,9	0,70	0–150	4,0–5,2	3–5	4–5
ландыш	0,3–0,5	0,4	–	–	11–15	3–4
живучка	0,6–0,7	0,65	25–50	4,9–5,2	–	–
сныть	0,4–0,5	0,45	25	4,0–4,3	–	–
мертвопокровная парцелла	0,3–0,5	0,40	125–150	4,0–4,3	–	–

Примечание. Прочерк – нет данных.

Итак, анизотропность почв в лесных экосистемах – характерное свойство. Она проявляется, в первую очередь, в изменчивости запасов лесной подстилки, мощности горизонтов А1 и А2(Е), в содержании гумуса, обменных катионов, значениях pH и т.п. В горизонтах В анизотропность часто затухает и не обнаруживается.

Как уже говорилось, часть почвенного покрова представлена предельными структурными элементами: муравьиные кучи, выбросы кротов, сусликов, сурков, ветровальные комплексы, порои кабанов и других животных. Предельные структурные элементы изменяют свойства почв в данной точке. Но постепенно, после прекращения действия фактора, почвенный покров в данной точке восстанавливается (табл. 21.8).

*Таблица 21.8. С*войства подзолистой и бурой лесной почв ветровального комплекса (ПВК), Сихотэ Алинь.

Почва, возраст, местоположение	Глубина, см	Обменные, мэ/100 г			Feox	Mnox	ППП	pH
		Ca	Mg	Al				
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Al-Fe-гумусовая подзолистая, бугор (ПВК, 100 лет)	4	9,1	3,2	2,5	78	102	14,8	5,9
	10	2,0	1,1	3,8	120	71	6,1	5,6
	20	1,7	0,9	3,9	151	58	6,4	5,7
	30	1,3	0,6	3,8	123	58	6,0	5,7
	40	2,1	0,8	3,2	117	42	6,1	5,7

Продолжение табл. 21.8

1	2	3	4	5	6	7	8	9
	4	13,7	2,9	0,9	91	185	17,5	5,9
	10	7,5	1,4	3,5	155	92	10,4	
то же, западина	20	3,0	1,5	1,9	177	30	8,8	5,8
	30	3,3	1,1	3,5	154	24	8,8	5,7
	40	2,6	1,1	2,5	137	13	7,6	5,8
	4	11,2	3,5	1,2	84	190	17,5	6,5
ненарушенная Al-Fe-гумусово-подзолистая	10	3,6	1,4	3,0	89	46	7,1	5,8
	20	2,8	1,2	3,0	83	16	7,6	5,8
	30	2,8	1,2	3,0	82	16	7,6	5,8
	40	1,9	1,0	2,6	142	10	6,9	5,7
	4	11,6	2,4	0,9	206	42	12,0	6,2
бурая лесная почва, бугор (ПВК, 100 лет)	10	6,6	1,9	2,2	156	31	8,7	5,9
	20	4,8	1,7	4,0	173	27	6,4	5,8
	30	4,6	0,9	4,1	170	31	6,4	5,9
	40	3,8	0,9	5,0	116	25	6,6	5,9
	4	24,1	4,2	0,4	182	93	17,7	6,8
	10	24,1	4,2	0,4	182	93	17,7	7,1
то же, западина	20	16,1	3,0	0,4	148	37	9,2	6,6
	30	9,4	3,2	0,4	145	24	9,7	6,5
	40	8,6	5,9	0,6	152	22	9,1	6,4
	4	16,1	3,7	0,5	232	83	13,2	6,3
	10	9,1	2,3	1,3	215	56	8,4	6,1
ненарушенная бурая лесная	20	7,4	1,8	2,6	207	38	7,5	6,1
	30	5,9	1,6	3,4	223	27	7,0	5,8
	40	5,8	2,2	4,1	189	27	6,4	5,9

Примечание. Feox и Mnox – железо и марганец, растворимые в оксалате; ППП – прокаленный плотный остаток.

В конечном итоге почвы приобретают черты той почвы, которая преобладает в данной парцелле (табл. 21.9)

Таким образом, существующий биогеоценоз заметно изменяет строение и свойства почв и структуру почвенного покрова. Появляются закономерные и случайные варианты в компонентах почвенного покрова, что определяет низший уровень его структуры, первичную композицию. Каждая экологическая система изменяет свойства почвы. В зависимости от размеров организатора экосистемы и продолжительности его воздействия на почву различия свойств почв в тессере и в парцеллах могут достигать заметных масштабов. Исследования без учета особенностей парцеллярной структуры БГЦ и тессер могут привести к существенным ошибкам в трактовке полученных данных.

Приведенные данные позволяют правильно выбирать объекты исследования, места опробования в биогеоценозах в зависимости от поставленной задачи. Исследования Е.А. Дмитриева и В.П. Самсоновой показывают важность объема отобранного образца. Если учесть, что анизотропность почвы – одно из основных ее свойств, то учет структуры (композиции) почвенного покрова становится обязательной операцией при изучении почв.

Таблица 21.9. Изменение со временем ряда свойств почв на ветровальном комплексе

Возраст, лет	Плотность		Пористость, %	Удельная поверхность, $м^2/г$	Гумус, %	pHв	Обменные катионы, мг-экв/100г почвы			
	почвы	тв. фазы					Ca	Mg	Al	H
Дерново-палево-сильноподзолистая почва, ветровальная западина, А1, ЦЛГЗ										
1–2	1,00	2,57	57,5	51,3	2,6	5,7	6,95	2,39	1,57	0,39
10–20	1,17	2,56	54,3	43,2	2,87	5,6	5,95	2,57	2,02	0,6
30–50	0,98	2,54	61,9	58,2	4,9	5,7	9,46	2,78	1,08	0,44
80–100	0,83	2,49	66,8	65	4,48	5,3	5,05	2,9	3,1	0,55
>100	0,57	2,38	76,5	96	9,23	5,2	8,8	3,34	3,68	1,05
Дерново-палево-сильноподзолистая почва, ветровальный, бугор, А1, ЦЛГЗ										
1–2	0,95	2,56	62,8	53,8	3,60	5,6	6,39	2,15	2,17	0,47
10–20	0,67	2,47	72,9	66,6	6,28	5,2	7,3	2,86	2,91	0,92
30–50	0,61	2,45	75,4	95,0	8,00	5,1	11,5	3,81	3,30	1,0
80–100	0,66	2,48	73,2	79,7	8,65	5,3	6,36	3,59	3,41	0,72
>100	0,68	3,49	72,6	72,3	6,95	5,2	8,28	3,49	2,26	0,85
Бурая горно-лесная маломощная почва, ветровальная западина, А1, Висим, Урал										
4	1,31	2,86	54,4	96,9	2,75	5,1	9,30	4,58	2,48	0,29
50	0,84	2,74	69,6	131,3	7,08	5,0	13,0	4,15	1,40	0,36
80–100	0,66	2,74	75,9	137,4	9,27	4,9	14,0	3,25	1,93	0,48
>100	0,58	2,61	77,7	151,7	12,3	4,8	14,1	3,89	2,18	0,54
Бурая горно-лесная маломощная почва, ветровальный бугор, А1, Висим, Урал										
4	2,14	2,86	60,3	95,6	2,95	5,0	8,92	4,44	2,47	0,22
50	0,73	2,75	73,4	125,5	6,51	4,9	11,1	2,94	3,0	0,40
80–100	0,67	2,74	75,5	124	7,55	4,7	11,1	2,62	3,31	0,45
>100	0,68	2,72	75	129,6	7,89	4,8	10,3	2,79	3,31	0,46

Примечание. ЦЛГЗ – Центрально-лесной биосферный заповедник, Тверская область.

Отдельно следует остановиться на вмешательстве человека в природу и влиянии этого вмешательства на человека. Этой теме посвящено множество работ, поэтому кратко изложим основные положения. Можно выделить несколько типов воздействия человека на природу.

1. Изменение видового состава природных экосистем. К этому типу экосистем можно отнести леса, в которых происходят постоянные рубки ухода, подсевы и подсадки других видов, сильная рекреационная нагрузка. Сюда можно отнести и косимые луга. В этом случае локально изменяются почвы, образуется сеть тропинок с уплотненными и периодически поверхностно оглеенными почвами. При рекреации сетчатая структура тропинок создает чередование «вазонов» (по Л.А. Соколову) – участков, ограниченных полосами уплотненных почв. Но сама формация сохраняется. Например, парковые дубравы, сосновые парки и т.п.

2. Полная замена одних экосистем другими, естественными для данной зоны экосистемами. Постепенная вырубка ведущей породы в лесах, например, ели, может привести к смене ельников березняками. В этом случае начинает усиленно формироваться гумусовый горизонт, и почва часто переходит в разряд дерново-подзолистых (из подзолистых).

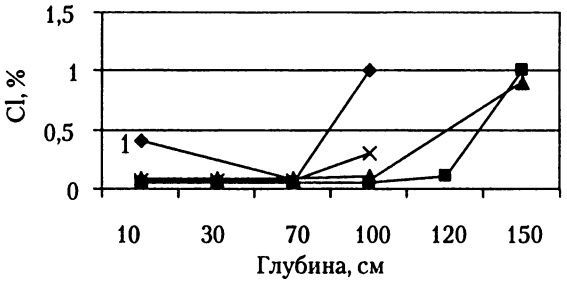

Рис. 21.1. Содержание Cl в исходной почве (1) и под 17-летней лесополосой (остальные кривые) в светло-каштановой почве (Волгоград)

3. Посадки географически удаленных видов и создание совершенно новых для данного местообитания экосистем экзотического типа. Этот тип воздействия свойственен ботаническим садам, он широко применялся при полезащитном лесоразведении и включает в себя весь опыт степного лесоразведения. При этом почвы часто меняют свойства, появляются новые структурные элементы в почвенном покрове, но часто типы почв сохраняют свою классификационную принадлежность. При разведении лесов в степи образуются тессеры – участки почв, формирующиеся под воздействием дерева и обладающие особой «лесной анизотропностью» – закономерным изменением свойств почв по направлению от ствола дерева. В степи отмечается увеличение содержания гумуса в гор.А (Н) под деревом по сравнению с контрольным степным участком. Подвижные соли обычно выносятся в более глубокие горизонты (рис. 21.1).

4. Замена естественных экосистем искусственными. Имеются в виду агроэкосистемы (посевы сельскохозяйственных растений), в результате чего создается формация пахотных почв, заметно отличающихся от естественных по физическим и химическим свойствам. Теория формирования этих почв сформулирована Ф.И. Козловским и разрабатывается Н.А. Караваевой, М.И. Герасимовой и Е.Б. Скворцовой. Частично эта теория уже нашла свое отражение в классификации почв Л.Л. Шишова и В.Д. Тонконогова. В этом случае на естественную структуру почвенного покрова накладывается новая структура, которая определяется характером обработки почв. Для почв этих экосистем свойственна педотурбация, перенос почвенной массы с одного места на другое. Часто такой перенос сопровождается и усиливается эрозией почв (М.С. Кузнецов).

5. Замена естественных экосистем урбоэкосистемами (антропоэкосистемами). Антропоэкосистемы – это города, поселки, дороги, заводы, аэродромы. Почвы этих экосистем могут быть полностью уничтожены, частично нарушены, погребены новыми отложениями (материалами). Часто почвы заменяются почвоподобными телами, частично обладающими экологическими функциями. Структура почвенного покрова (и его заменителей) определяется структурой самих антропоэкосистем.

Таким образом, почвенный покров планеты постоянно нарушается, сокращается, и этот процесс может привести к самым неожиданным последствиям. Можно отметить, например, что уничтожение естественных экосистем приводит к нарушению связей в биогеоценозе. В результате часть микроорганизмов и вирусов теряют своих естественных хозяев и начинают искать новых. Обычно это или человек, или животные и растения, выращиваемые человеком. Последствия таких

смен могут оказаться очень опасными (эпидемии спида, сибирской язвы и т.п.). Все это заставляет более внимательно отнестись к таким свойствам почв, как способность их нейтрализовать патогенные микроорганизмы или быть их убежищем хотя бы несколько месяцев. Новые подходы к почвам включают также нанотехнологии и развитие молекулярного почвоведения, призванного раскрыть механизмы взаимодействия в почвах и сущность процессов почвообразования.

Литература

Апарин Б.Ф. Типизация земель гумидных ландшафтов Нечерноземья // Почвоведение. 1996. №2.

Вальков В.Ф., Колесников С.В., Казеев К.Ш. Почвы Юга России. Ростов-на-Дону: Изд-во СКНЦВШ, 2002.

Васильевская В.Д. Почвообразование в тундрах Средней Сибири. М.: Наука, 1980.

Величко А.А. Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Вып.1. М.: Наука, 1993.

Владыченский А.С. Особенности горного почвообразования М.: Наука, 1998.

Волковинцер В.И. Степные криоаридные почвы. Новосибирск: Наука, 1973.

Волобуев В.Р. Система почв мира. Баку: Элм, 1973.

Волобуев В.Р. Экология почв. Баку: Изд-во АН АзССР, 1963.

Втюрин Г.М. Структура почвенного покрова таежной зоны Европейского Северо-Востока. Л.: Наука, 1991.

Гаджиев И.М. Эволюция почв южной тайги Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1982.

Гаель А.Г., Смирнова Л.Ф. Пески и песчаные почвы. М.: ГЕОС, 1999.

Герасимов И.П., Глазовская М.А. Основы почвоведения и географии почв. М.: Изд-во МГУ, 1960.

Герасимов И.П. Генетические, географические и исторические проблемы современного почвоведения. М.: Наука, 1976.

Герасимов И.П. Коричневые почвы Средиземноморских областей. Докл. на V Межд. конгр. почвоведов. М.: Изд-во АН СССР, 1954.

Герасимов И.П. Почвы Центральной Европы и связанные с ними вопросы физической географии. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Герасимов И.П. Избранные труды. Эволюция и дифференциация природы Земли. М.: Наука, 1990.

Герасимова М.И., Губин С.В., Шоба С.А. Микроморфология почв природных зон СССР. Пущино, 1992.

Гиличинский Д.А. Сезонная криолитозона в Западной Сибири. М.: Наука, 1986.

Глазовская М.А. Общее почвоведение и география почв. М.: Высшая школа, 1981.

Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР. М.: Высшая школа, 1988.

Глинка К.Д. Минералогия генезис и география почв М.: Наука, 1978.

Глинка К.Д. Почвоведение. М.-Л.: Сельхозгиз, 1932.

Годельман Я.М. Неоднородность почвенного покрова и использование земель. М.: Наука, 1973.

Горбачев В.Н. Почвенно-экологические исследования в биогеоценозах. Новосибирск: Наука, 1982.

Григорьев Г.И. Неоднородность почвенного покрова и ее виды в подзолистой зоне // Почвоведение. 1970. № 5.

Добровольский Г.В. Почвы речных пойм центра Русской равнины. М.: Изд-во МГУ, 1976.

Добровольский Г.В., Карпачевский Л.О., Никитин Е.Д. и др. Структурно-функциональная роль почвы в биосфере. М.: ГЕОС, 1999.

Добровольский Г.В., Никитин Е.Д. Функции почв в биосфере и экосистемах. М.: Наука, 1990.

Добровольский Г.В., Урусевская И.С. География почв. М.: Изд-во МГУ, 1984.

Добровольский Г.В., Куст Г.С. Опустынивание и деградация почв. М.: Изд-во МГУ, 1999.

Елисеева Н.В., Шеуджен А.Х., Галкин Г.А. Почвы Адыгеи. Майкоп: РИПО Адыгея, 1999.

Забоева И.В. Основные генетические черты подзолистых почв. Сб. Продуктивность подзолистых почв северо-восточной части Нечерноземной зоны. Сыктывкар: Изд-во Ин-та биологии РАН, 1989.

Завалишин А.А. Исследования генезиса серых лесных и подзолистых почв. Л.: Наука, 1973.
Зайдельман Ф.Р. Подзоло- и глееобразование. М.: Наука, 1974.
Захаров С.А. Курс почвоведения. М.-Л.: Госиздат, 1927.
Зонн С.В. Почвенный покров и проблемы преобразования природы и хозяйства субтропиков СССР. М.: Наука, 1987.
Зонн С.В. Современные проблемы генезиса и географии почв. М.: Наука, 1983.
Зонн С.В. Тропическое почвоведение. М.: Изд-во Университета дружбы народов, 1986.
Зонн С.В. Почвенный покров и проблемы преобразования природы и хозяйства субтропиков СССР М.: Наука, 1987.
Зонн С.В. Современные проблемы генезиса и географии почв. М.: Наука, 1983.
Зонн С.В. Тропическое почвоведение. М.: Изд-во Университета дружбы народов, 1986.
Зонн С.В., Карпачевский Л.О., Стефин В.В. Лесные почвы Камчатки. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
Зонн С.В., Чернышев Е.П., Рунова Т.Г. и др. Степи Русской равнины. М.: Наука, 1994.
Иванов И.В. Эволюция почв степной зоны в голоцене. М.: Наука, 1992.
Ильина Л.С., Карпачевский Л.О., Щеголькова Н.М. Теория буроземообразования и бурые почвы Сихотэ-Алиня. В кн.: Почвообразование в лесных БГЦ. М.: Наука, 1989.
Ильина Л.С., Майзенберг М.С. Почвы с подвешенным профилем на курумах и роль фитоценозов в их формировании // Почвоведение. 1995. № 8. С. 943–953.
Карманова И.В., Судницына Т.Н., Ильина Н.А. Пространственная структура сложных сосняков. М.: Наука, 1987.
Карпачевский Л.О. Пестрота почвенного покрова в лесном БГЦ. М.: Изд-во МГУ, 1977.
Карпачевский Л.О., Строганова М Н., Ильина Л.С. и др. Почвообразование в лесных биогеоценозах. М.: Наука, 1989.
Киселева Н.К. Эволюция биогеоценозов Прикаспия в голоцене. М.: Наука, 1992.
Ковда В.А. Основы учения о почвах. Общая теория почвообразовательного процесса. М.: Наука, 1973.
Куликов А.И., Дугаров В.И., Корсунов В.М. Мерзлотные почвы. Улан-Удэ: Изд-во Института биологии РАН, 1997.
Ливеровский Ю.А. Проблемы генезиса и географии почв. М.: Наука,1987.
Макеев А.О., Макеев О.В. Почвы с текстурно-дифференцированным профилем основных криогенных ареалов севера Русской равнины. Пущино, 1989.
Никонов В.В. Почвообразование на Северном пределе сосновых БГЦ. Л.: Наука, 1987.
Прасолов Л.И. Генезис, география и картография почв. М.: Наука, 1978.
Раменский Л.Г. Введение в комплексное почвенно-геоботаническое исследование земель. М.: Сельхозгиз, 1938.
Рассел Э. Почвенные условия и рост растений. М.: Изд-во ИЛ, 1955.
Розанов Б.Г. Почвенный покров земного шара. М.: Изд-во МГУ, 1977.
Розов Н.Н., Строганова М.Н. Почвенный покров Мира. М.: Изд-во МГУ, 1970.
Ромашкевич А.И., Герасимова М.И. Микроморфология и диагностика почвообразования. М.: Наука, 1982.
Таргульян В.О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М.: Наука, 1971.
Таргульян В.О. Специфика почвы как поверхностно-планетарной оболочки биосферной планеты. В кн.: Экология и почвы. Избран. лекции VIII-IX Всероссийских школ. М.: ПОЛТЕКС, 1999.
Таргульян В.О., Соколова Т.А., Бирина А.Г. и др. Организация, состав и генезис дерново-палево-подзолистой почвы на покровных суглинках. Аналитическое исследование. М.: Наука, 1974.
Таргульян В.О., Соколов И.А. Взаимодействие почвы и среды: почва-память и почва-момент. В кн.: Изучение и освоение природной среды. М.: Наука, 1976.
Тонконогов В.Д. Глинисто-дифференцированные почвы Европейской России. М.: Изд-во Почвенного института им. В.В. Докучаева, 1999.
Фирсова В.П. Почвы таежной зоны Урала и Зауралья. М.: Наука, 1977.
Фридланд В.М. Структура почвенного покрова. М.: Мысль, 1984.
Фридланд В.М. Структура почвенного покрова мира. М.: Мысль, 1972.
Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977.
Ярков С.П. Почвы лугово-лесной зоны. М.: Изд-во ТСХА, 1957.

Глава 22
Экологическая роль почвы

Почва – главная среда обитания растений и микроорганизмов. Несмотря на то, что площадь суши в 2 раза меньше площади океанов, масса растений на суше на 4 порядка больше, чем масса растений в океанах. Количество микроорганизмов в почве, по сравнению с другими природными средами (вода, илы, воздух), выше на несколько порядков. В 1 г почвы содержание бактерий достигает нескольких миллиардов клеток, а общая длина гиф грибов равняется нескольким тысячам метров на 1 г почвы; суммарная биомасса живых микроорганизмов может составлять несколько десятков тонн на 1 гектаре.

Формирование растительного покрова и комплекса микроорганизмов в почвах определяется в первую очередь экологическими функциями почвы, такими, как ее способность создавать для растений и микроорганизмов благоприятные для жизни условия. Именно почва позволяет одному растению произрастать на одном месте в течение сотен и даже тысяч лет. Почвы формируются во всех природных зонах от тундры до пустыни благодаря тому, что растения, микроорганизмы и животные (все вместе составляющие экосистемы) изменяют горные породы, превращая их в почву. Образовавшись, почвы улучшают экологические условия в экосистемах, ускоряя циклы веществ, снабжая растения теми питательными веществами, которых относительно мало содержится в горных породах, и которые почва накапливает в своих верхних горизонтах. Климатическая поясность определяет зональность растительности, и, соответственно, определенную зональность почв. В зависимости от типа почвы и зоны их экологические функции заметно меняются.

В тундре распространены подбуры, подзолистые, торфяно-глеевые, сухоторфянистые, луговые почвы. Подбуры и подзолистые почвы приурочены к хорошо дренированным катенам, обычно песчаным и супесчаным. При этом на водоразделах преобладают подбуры и в меньшей степени подзолистые почвы, на склонах и у подножья склонов развиты подзолистые почвы. Для всех тундровых почв характерен хорошо развитый органогенный горизонт (моховой очес, кустарничково-корневой, дерновый), в котором распространены основные корни растений. В этих горизонтах также обитает основная микрофлора и мезофауна. Главная экологическая особенность этих горизонтов заключается в том, что они оттаивают раньше, чем минеральные горизонты почвы и тем самым удлиняют вегетационный период растений. В органогенных горизонтах происходит консервация органического вещества, замедление его разложения, что предохраняет от выноса такие питательные элементы, как азот, сера, калий, сохраняя их впрок для растений данного местообитания (табл. 22.1). Минеральные горизонты в первую половину вегетационного периода не участвуют в снабжении растений питательными веществами, так как находятся в мерзлом состоянии. Растения берут питательные вещества из органогенных горизонтов. Как правило, органогенные горизонты более насыщены основаниям (степень насыщенности 10–54% по сравнению с 2–16% в минеральных горизонтах почв).

Таблица 22.1. Характеристика тундровых супесчаных подбуров и подзолов (по В.В. Никонову и В.Н. Переверзеву)

Горизонт	Глубина, см	С,%	N,%	Сг/Сф	Ca+Mg	Ну	pH	S,%	Feox,%
Подзол, Титовская катена									
AO	0–4	35,65	1,07	1,0	7,8	45,6	4,1	15	–
A2	4–8	0,53	0,02	0,8	0,2	2,5	4,5	8	0,01
A2Bh	8–16	0,63	0,03	0,4	0,2	4,8	4,6	4	0,49
Bh	16–26	1,87	0,10	0,2	0,1	5,5	5,1	2	0,56
	26–37	0,75	0,04	0,2	0,1	2,8	5,4	3	–
BC	45–55	–	–	–	0,1	1,4	5,5	7	0,15
Подбур, Титовская катена									
AO	0–2	16,63	0,50	0,7	5,0	46,7	4,8	10	–
Bh	4–10	2,74	0,11	0,6	0,3	6,5	4,7	4	0,29
	10–15	1,49	0,07	0,05	0,1	4,3	5,1	2	–
	15–25	0,63	0,04	0,4	0,1	2,7	5,1	4	–
Подзол, Дальнезелецкая катена									
A0	0–10	50,65	1,38	1,0	38,4	88,6	4,5	23	–
A2	10–16	2,45	0,06	1,2	0,9	4,3	4,9	17	0,10
A2, Bh	16–20	0,76	0,04	0,6	0,5	3,8	5,0	12	0,46
Bh	20–26	3,60	0,17	0,4	0,2	1,2	5,0	14	0,55
Подзол, Печенгская катена									
A0	0–10	34,74	0,94	0,9	14,6	77,3	4,6	16	–
A2	10–19	0,20	0,01	0,2	0,5	5,8	4,6	8	0,14
A2, Bh	19–24	0,28	0,01	0,2	0,2	4,1	4,8	5	1,58
Bh	24–39	0,86	0,4	0,2	0,5	7,7	5,3	6	1,15
	39–41	0,77	0,4	0,1	0,9	9,3	5,3	9	0,60
Подбур, Кандалакшские горы									
A0	0–4	30,27	0,91,	11,0	10,4	58,2	4,6	15	–
Bh	5– 12	1,99	0,11	0,3	0,2	10,2	5,1	2	0,23
Bh	13–20	1,41	0,09	0,1	0,4	6,6	5,4	6	0,19
B, C	25–35	–	–	–	0,3	5,2	5,5	5	0,11
	40–45	1,11	0,08	0,5	0,3	5,5	5,2	5	0,07

Примечание. Ну – гидролитическая кислотность; S – насыщенность основаниями; Сг/Сф – отношение гуминовых м фульвокислот; Feox – железо, извлекаемое оксалатной вытяжкой; прочерк – нет данных.

Почвы тундры – маломощные, часто примитивные (эмбриоземы), легко ранимые и медленно восстанавливающие свой профиль при нарушении.

Формирование органогенных горизонтов, особенно кустарничково-корневого, можно считать адаптацией экосистемы к промерзанию почв и наличию в ней длительной сезонной мерзлоты.

В таежной зоне кроме перечисленных выше почв широко распространены подзолы, бурые лесные, дерново-лесные. Как правило, эти почвы характеризуются более легким гранулометрическим составом верхних горизонтов. Поэтому они быстрее прогреваются весною и летом, лучше дренированы, чем более тяжелые почвы. Дифференциация профиля на более легкие по гранулометрическому со-

ставу верхние горизонты и более тяжелые верхние приводит к тому, что смена деревьев в лесах часто происходит в результате вывала старых деревьев и образования окна. В результате происходит перемешивание почв, примешивание к верхнему слою материала иллювиального горизонта. Происходит обновление популяций напочвенных растений, которые под пологом леса обычно размножаются вегетативно, а в окнах – семенным путем.

Почвы средней и южной тайги при использовании в сельскохозяйственном производстве дают в естественном состоянии небольшой урожай. Но внесение удобрений коренным образом меняет ситуацию. Сейчас на бурых и подзолистых почвах южной тайги урожай пшеницы достигает 100 ц/га в Германии, Англии, Франции, Дании, что обусловлено благоприятным водным режимом на этих почвах и их интенсивным удобрением. Урожай повышается при внесении в подзолистые почвы органических, фосфорных, азотных, калийных удобрений, извести.

Тяжелые по гранулометрическому составу почвы этой зоны требуют дренажа. В естественных условиях почва дренируется лесом, деревьями, потребление которыми воды из почвы достигает 200 мм за сезон. Вырубка деревьев приводит часто к длительному заболачиванию территории. Для лучшего использования этих почв в сельском хозяйстве уже в XIX в. некоторые страны (Великобритания, Германия) стали широко применять искусственный дренаж. Наряду с удобрением это дало большой эффект в повышении урожая сельскохозяйственных растений.

Но заболачивание может идти и на бедных песчаных почвах (особенно на кварцевых песках), где очень мало доступных растениям питательных элементов, что приводит к развитию на таких территориях сфагновых мхов и образованию верховых болот. Так, в голоцене, на территории современной Тверской области образовалось на песчаной холмистой равнине болото Катин Мох. Сфагнум постепенно с равнины поднялся на холмы, и торфяной покров полностью выровнял территорию. О холмах свидетельствуют лишь группы сосен низкого бонитета, произрастающих на торфе, перекрывающем холмы. Пока корни сосен достигают песчаного слоя, подстилающего торф, они существуют. При отрыве от минерального грунта происходит гибель деревьев.

Освоение почв под посевы сельскохозяйственных растений в нашей стране началось на юге, в местах обоснования греческих колоний, на берегах Черного моря. Но расселение славян привело к освоению земель в глубине материка. При этом главные поселения сформировались в лесостепной зоне (Киевская Русь). Именно здесь, на серых лесных почвах создалась на тот период самая благоприятная экологическая обстановка для сельскохозяйственного производства. Серые лесные почвы характеризуются периодически промывным водным режимом, отмытостью от карбонатов и легко растворимых солей, близкой к нейтральной реакцией почв (pH $\approx$ 6), высоким содержанием гумуса, суглинистым гранулометрическим составом, с хорошо выраженными агрегатами. Периодически промывной водный режим обеспечивал практически ежегодный урожай, суглинистый состав способствовал снабжению растений питательными веществами, высокое содержание гумуса стимулировало активную деятельность микроорганизмов, в том числе и азотофиксаторов. Важную роль играла хорошая агрегированность почв, она облегчала их вспашку. У серых лесных почв под лесом была низкая плотность, рыхлая дернина, что облегчало вспашку почв после сведения леса. Проникновение славян на север в большой мере было связано с наличием там земель, пригодных для сельского хо-

зяйства. В этом плане ополья оказались самыми удобными землями. Недаром преемницей Киевской Руси стало сначала Владимирско-Суздальское княжество, расположенное на территории Владимирского Ополья. До XIX века серые лесные почвы, почвы ополий были главными производителями пшеницы на территории России. О высоком потенциале этих почв свидетельствуют также широколиственные, в частности, дубовые леса 1 и 1а бонитета. Присутствие лесов доказывало, что второй метр серых лесных почв всегда имеет достаточное количество продуктивной (доступной для растения) воды с потенциалом выше 1500 кПа.

В отличие от серых лесных почв, черноземы формировались на суглинистых почвах и имели плотную мощную дернину, которую с трудом можно было рыхлить сохой (табл. 22.2).

Таблица 22.2. Характеристика типичных черноземов (по А.П. Щербакову)

Объект	Горизонт	Глубина, см	УП $м^2/г$	dп	Побщ, %	Гумус, %	Ca	Mg	МГ
							мг-экв/100 г почвы		
степь	Ад	3–10	113	0,90	64	8,76	33,2	7,2	11,8
		10–20	103	0,93	64	7,81	33,6	5,2	11,4
	А1	20–40	98	1,11	57	6,21	21,4	4,0	10,6
		40–60	88	1,13	57	4,32	28,2	5,6	9,7
лес	Ад	2–10	104	0,97	61	9,15	45,0	2,5	11,6
		10–20	97	1,00	61	6,30	36,6	4,5	11,4
	А1	20–40	96	1,06	59	4,22	31,1	3,4	10,3
		40–60	84	1,11	58	3,47	29,8	3,1	9,6
пашня	Ап	10–20	93	1,16	55	5,88	22,8	4,4	9,8
		20–25	95	1,22	53	5,91	22,6	4,4	10,2
	А1	25–40	95	1,14	56	4,50	23,2	5,0	10,4
		40–60	88	1,12	58	3,53	21,6	3,6	9,7
орошаемый	Ап	0–5	114	1,13	56	6,69	28,8	3,2	11,8
		5–10	113	1,14	56	6,41	28,6	3,8	11,7
	А1	20–25	109	1,21	53	6,43	28,0	3,0	11,9
		25–40	109	1,22	53	5,88	26,6	3,4	11,3
пар, 40 лет	Ап	0–20	107	1,11	57	4,75	22,4	5,5	10,7
		20–40	105	1,15	56	4,07	24,0	4,4	12,0
		40–60	95	1,11	58	3,28	22,8	4,8	11,0

Примечание. УП – удельная поверхность; dп – плотность почв; Побщ – общая порозность почв; Мг – максимальная гигроскопическая влага.

Только внедрение плуга способствовало быстрому освоению черноземных почв. Кроме того, присоединение к России Причерноморья (Новороссии) способствовало безопасности земледелия. В результате этого в первой трети XIX в. началось бурное освоение черноземов. В естественном состоянии черноземы очень плодородны (табл. 22.3). Главная опасность для земледельцев на черноземах – периодические засухи. Орошение черноземов может привести к заметному ухудшению их физических свойств, слитизации, и, как следствие, к снижению урожая. Были проведены опыты с перенесением черноземов (гумусового их горизонта) в гумидные условия лесной зоны. Ответная реакция черноземов была

такая же, как при избыточном орошении: произошла слитизация почв. Без внесения удобрений черноземы в естественных условиях могут давать 20 ц/ га зерна пшеницы. При внесении удобрений урожай достигает 60 ц.

Таблица 22.3. Продуктивность разных подтипов чернозема

Подтип чернозема	Степь, область	Биопродуктивность, ц/га				
		Фитомасса за год		Основная продукция		Урожай
		надземная	подземная	кормовые ед.	протеин	
типичный	Михайловская	42	112	19	2,0	-
обыкновенный	Хомутовская	38	109	19	1,9	-
южный	Аскания Нова	35	132	17	1,7	-
типичный	Сумская	77	36	49	3,4	24
обыкновенный	Харьковская	56	33	40	2,6	24
	Запорожская	49	28	35	2,3	32
южный	Херсонская	43	22	31	2,2	21

Примечание. Прочерк – нет данных.

Положительно сказывается на урожае парование черноземов. После пара урожай растений всегда выше, что объясняется созданием запаса воды в почве и накоплением азота. Опасность парового поля в том, что в сухую весну парующая почва может легко подвергнуться дефляции (ветровой эрозии).

В настоящее время черноземы – один из главных резервуаров, где хранятся мировые запасы гумуса: 300–600 т/га, или, по приблизительным подсчетам, 10^{13} т С.

Долговременный пар снижает содержание гумуса во всем профиле. Уменьшение гумусированности почвы на пашне достоверно лишь для горизонта Ап. Отмечается благоприятная плотность целинного чернозема и уплотнение почвы на пашне. При обработке черноземов естественные зернистые агрегаты – педы в горизонтах Ад и А1 сменяются комками, образованными в результате вспашки, и, возможно, нового способа формирования агрегатов при механическом перемешивания почвы. Именно поэтому снижается порозность почв на пашне и увеличивается ее плотность. Продуктивность черноземов в условиях агроценозов уменьшается (см. табл. 22.3), но увеличивается выход протеина и кормовых единиц в результате увеличения массы семян (зерна) по сравнению с общей массой растений.

Экологическая стратегия естественных экосистем – создание биологического разнообразия, но отнюдь не биомассы. Для природы «важно» создание новых экологических ниш для поселения новых организмов, и почва в природных экосистемах своей неоднородностью содействует этой тенденции.

Стратегия человека в искусственных экосистемах – получение продукции с заданными свойствами, в данном случае (на черноземах) пшеницы. Удобрения на черноземах повышают как общую продуктивность (общую фитомассу) на 17–20%, так и урожай (зерна, корнеплодов), т.е. выход кормовых единиц, который возрастает почти в два раза. При этом вольно или невольно, но человек стремится к снижению разнообразия, уменьшению экологических ниш, чтобы на поле оставались в основном лишь нужные ему растения и другие организмы.

Каштановые почвы сухой степи обладают высоким плодородием, но низкой влагообеспеченностью (табл. 22.4). Высокое плодородие связано с тем, что происходит накопление питательных элементов в результате деятельности микроорганизмов и недостаточного использования питательных веществ растениями в результате недостатка влаги, а также низкой плотности растительного покрова. Полив сначала резко увеличивает урожай растений на этих почвах. Но постепенно появляется необходимость в дополнительном внесении удобрений на орошаемых почвах. Каштановые почвы содержат большое количество растворимых солей (табл. 22.5).

Таблица 22.4. Содержание ряда компонентов в почвах светло-каштанового комплекса (Волгоградская обл.)

Горизонт	Глубина, см	Фракции, мм		Гумус, %	Обменные катионы, мг-экв/100 г почвы			
		<0,001,%	<0,01,%		Ca	Mg	K	Na
Светло-каштановая легкосуглинистая								
Ап	0–5	12	20	0,88	6,9	3	–	–
Ап	10–20	11	21	0,88	6,9	3	–	–
В1	30–40	14	17	–	10,9	4,9	–	0,1
Светло-каштановая тяжелосуглинистая								
Ап	0–10	–	–	2,24	17	6,4	–	0,6
Ап	10–20	–	–	–	17,4	7,4	0,7	0,3
В1	25–30	–	–	1,39	17,5	9,0	0,5	0,5
Солонец тяжелосуглинистый, корковый, лесная полоса								
Ап	0–10	15	34	2,36	13,7	5,0	1,2	0,4
В1	18–24	43	59	1,69	15,8	5,7	0,4	1,1
В2	25–33	33	45	1,50	11,5	6,8	0,5	5,0
Солонец тяжелосуглинистый, среднестолбчатый, поле								
Ап	0–15	–	–	2,10	10,8	10,6	0,4	4,6
Ап	15–39	–	–	1,85	8,8	8,8	0,4	4,7
В2	39–49	–	–	–	4,6	8,3	0,4	7,4
С1	50–60	–	–	–	2,4	8,3	0,4	8,2
Лугово-каштановая тяжелосуглинистая, колок								
Ап	0–10	31	53	3,72	25,7	4,9	–	0,2
В1	25–35	33	45	2,14	20,7	5,9	0,2	0,2
Светло-каштановая тяжелосуглинистая								
Ап	0–24	31	53	2,83	14,5	6,8	1,3	1,68
В1	24–44	43	56	1,62	19,4	5,3	0,8	1,3

Примечание. Прочерк – нет данных.

Физические свойства почв каштанового комплекса достаточно суровы для растений (табл. 22.6). Они плотные, обладают низкой пористостью, для них характерен напряженный водный режим. Уже начиная с июня влажность верхних слоев почвы ниже влаги завядания.

Таблица 22.5. Содержание растворимых солей в почвах светло-каштанового комплекса, мг-экв/100 г почвы

Горизонт	Глубина, см	pH	Плотный остаток %	HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na+K
Светло-каштановая легкосуглинистая									
Ап	0–20	7,4	0,028	0,013	0,05	0,23	0,30	0,05	0,06
В1	30–40	7,3	0,019	0,13	0,07	0,07	0,15	0,10	0,02
В2	50–70	7,6	0,023	0,21	0,05	0,08	0,25	0,10	0,01
С1	90–100	8,4	0,035	0,31	0,07	0,17	0,44	0,15	0,03
С2	>140	8,8	0,026	0,26	0,05	0,11	0,30	0,10	0,07
Светло-каштановая тяжелосуглинистая									
Ап	0–20	7,8	0,04	0,57	0,05	0,02	0,39	0,15	0,10
В1	18–38	8,0	0,05	0,70	0,07	0,02	0,30	0,20	0,36
В2	38–48	8,5	0,07	0,70	0,07	0,02	0,30	0,16	0,74
С1	48–82	8,9	0,06	0,83	0,05	0,02	0,15	0,10	0,86
С2	82–108	8,1	0,42	0,34	0,45	10,66	6,32	2,77	2,06
Солонец тяжелосуглинистый, корковый, лесная полоса									
Ап	0–15	7,8	0,05	0,55	0,10	0,18	0,44	0,15	0,35
В1	15–31	8,3	0,052	0,70	0,05	0,14	0,30	0,10	0,35
В2	31–50	8,5	0,056	0,73	0,07	0,15	0,20	0,20	0,50
С1	50–95	9,1	0,074	0,91	0,07	0,08	0,20	0,05	0,81
С2	95–150	9,2	0,083	1,07	0,07	0,15	0,25	0,15	1,30
Лугово-каштановая тяжелосуглинистая, колок									
Ап	0–26	7,4	0,065	0,29	0,15	0,42	0,39	0,29	0,47
В1	26–71	6,7	0,037	0,18	0,10	0,27	0,49	0,22	0,06
В2	71–90	7,4	0,050	0,60	0,07	0,19	0,59	0,10	0,17
С1	90–140	8,3	0,053	0,57	0,03	0,01	0,49	0,15	0,25

В естественном состоянии экосистемы на каштановых почвах создают весьма низкую фитомассу (в пределах 10 ц/га год и ниже). Урожаи на освоенных каштановых почвах также низки из-за постоянного недостатка в них влаги. Выращивание лесных полос на каштановых почвах показало, что деревья по высоте не превышают 10 м, при этом прирост у деревьев снижается на 15–27-й год. Метровый почвенный слой этих почв с июня по сентябрь имеет влажность, близкую к влаги завядания, а иногда и ниже. Сосущая сила растений уже с июня достигает 30–40 атм., а в отдельных случаях даже 60 атм. Урожаи пшеницы в 20 ц на таких почвах бывают раз в 5–7 лет, засухи с урожаем до 2 ц/га в среднем – через два года на третий. Орошение может привести к засолению и осолонцеванию каштановых почв. Широко распространенные солонцы образуют среди них пятна, и при освоении всей территории необходимо почву мелиорировать, заменять поглощенный Na на Ca. Для этого ее гипсуют. Гипс вносят в надсолонцовый и солонцовый горизонты (в зависимости от мощности надсолонцового горизонта), проводят землевание (перекрывают солонец плодородной почвой). Каштановые почвы из-за своей сухости также подвержены дефляции.

Таблица 22.6. Физические свойства почв каштанового комплекса

Горизонт	Глубина, см	Плотность		НВ		Пористость, %	Водопроницаемость, мм/час
		Тв.ф	почвы	%	Дж/кг		
Светло-каштановая легкосуглинистая							
Ап	0–4	2,66	1,33	19	5	50	72
Ап	10–24	2,63	1,50	18	5	42	33
В1	24–35	2,66	1,70	14	6	34	31
В2	35–90	2,65	1,70	13	5	36	29
С	190–130	2,65	1,60	12	9	41	28
С2	> 130	2,64	1,60	11	15	41	27
Светло-каштановая тяжелосуглинистая							
Ап	0–24	2,57	1,23	26	21	54	76
В1	24–45	2,60	1,35	23	63	50	44
В2	45–60	2,67	1,44	21	158	47	43
С1	60–73	2,69	1,51	20	56	44	41
С2	73–124	2,71	1,50	-	-	44	40
С3	>124	2,69	1,60	-	-	41	32
Солонец тяжелосуглинистый, корковый, лесная полоса							
Ап	0–15	2,58	1,30	30	-	50	99
В1	15–31	2,64	1,36	28	-	47	44
В2	31–50	2,64	1,58	23	-	40	38
С1	50–59	2,71	1,69	20	-	38	31
С2	95–150	2,71	1,47	-	-	46	29

Примечание. НВ – наименьшая влагоемкость; прочерк – нет данных.

Об экологических свойствах почв можно судить по распространению в них корней (табл. 22.7).

Таблица 22.7. Распределение корней в разных почвах

Порода дерева	Почва	Возраст дерева, лет	Глубина проникновения корней, м	Радиус корневой сферы, м	Объем почвы с корнями, $м^3$
1	2	3	4	5	6
вяз мелколистный	солонец	1	0,6	2,0	7,5
		2	0,7	3,0	19,8
	светло-каштановая, т.с.	1	0,9	2,3	14,9
		2	–	3,0	79,1
		17	2,8	3,6	142,4
	то же, супесчаная	1	3,5	2,7	34,3
		2	3,2	3,5	123,1
ясень зеленый	то же, т.с.	3	1,1	0,9	2,8
		17	1,5	1,0	4,7
дуб-черешчатый, рядчатый, опушка	то же	17	2,0	0,3	0,6
		17	3,0	0,6	3,4
	лугово-каштановая	20	3,5	1,0	11,0

Продолжение табл. 22.7

1	2	3	4	5	6
акация желтая	светло-каштановая, т.с.	3 20	1,2 2,0	0,3 2,0	0,3 25,1
лох	солонец	2	1,0	1,5	7,1
тамариск	то же	2	0,4	5,0	31,4
скумпия	то же	3	1,3	–	–
клен татарский	светло-каштановая, т.с.	20	1,8	2,5	35,3
смородина золотистая	то же	20	1,8	1,2	8,1

Примечание. т.с. – тяжелый суглинок; прочерк – нет данных.

Сюда не вошли данные по акации белой, для которой было проведено единичное определение. На светло-каштановой почве корни 18-летнего дерева достигли глубины 7 м (Тингута, Волгоградская обл.). Это максимальная глубина распространения корней, отмеченная для этих почв.

Данные, приведенные в табл. 22.8 и на рис. 22.1 позволяют оценить масштабы освоения почвы корнями и объем непосредственно контактирующей с корнями почвы. В этих условиях наиболее освоены супесчаные светло-каштановые почвы, наименее – почвы солонцов. Связь почвы с растением зависит от его вида, возраста, положения в фитоценозе.

Таблица 22.8. Соотношение объема корней и примыкающей к корням почвы

Слой почвы, см	На солонце	На светло-каштановой, т.с.	На светло-каштановой, сп
Объем корневых систем, $см^3$			
0–20	58	557	820
20–40	204	1050	1270
40–60	не опр.	219	377
Длина корневых систем, м			
0–20	28	168	216
20–40	73	198	267
40–60	не опр.	67	113
Общая поверхность, $см^2$			
0–20	1090	7960	10930
20–40	3200	12170	15250
40–60	не опр.	3160	5360
Объем почвы, контактирующей с корнями, $м^3$			
0–40	0,006	0,030	0,039
0–60	не опр.	0,034	0,474

Примечание. т.с. – тяжелый суглинок; сп – супесь.

Особое место в биосфере занимают засоленные почвы. Они распространены во всех климатических зонах. В гумидной зоне засоленные почвы приурочены к морским побережьям (приморские марши). В аридной зоне они формируются на выходах минерализованных грунтовых вод, на переувлажненных участках, на тер-

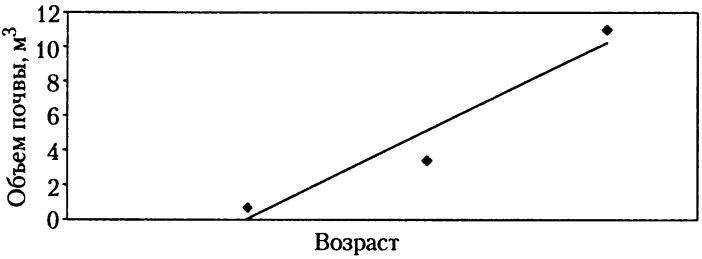

Рис. 22.1. Объем светло-каштановой почвы, освоенной корнями вяза мелколистного, с 2 до 17 лет

риториях, почвы которых подстилаются засоленными грунтами морского происхождения. Солончаки содержат более 1% растворимых солей. Часто почвы переувлажнены, что приводит к господству восстановительного режима и образованию сероводорда. Растительный покров солончаков представлен водорослями, солянками, солеросом. Так, микрокатена берега соленого озера Эльтон (Прикаспийская низменность), представлена солончаками, заросшими солеросом (Salicornia europeum). Содержание солей в верхнем слое почвы падает по мере удаления от уреза озера (табл. 22.9)

Таблица 22.9. Содержание солей в горизонте А мокрого солончака

Расстояние от озера, м	pH	Гумус, %	Плотный остаток, %	Катионы в водной вытяжке, мг-экв/100 г почвы		
				Na	Ca	Mg
1	8,3	1,10	3,9	62,39	7,10	4,39
2	8,4	0,74	3,1	48,58	7,50	5,21
3	8,3	1,27	3,1	45,81	6,00	3,71
4	8,1	1,37	3,0	45,26	9,50	6,68
5	8,0	1,50	2,7	37,17	6,00	3,71
6	7,9	1,32	0,8	11,66	3,10	0,76

Фитомасса солянок заметно увеличивается вверх по катене при снижении засоленности почв, но резко уменьшается вплоть до полного исчезновения при отсутствии заметного засоления и разрыве с грунтовыми водами (водами подтопления от озера). В этих позициях солянки исчезают, уступая свое место полыни, кохии и другим растениям сухих местообитаний(табл. 22.10, 22.11).

Таблица 22.10. Фитомасса и содержание минеральных веществ в солеросе

Расстояние от озера, м	Фитомасса, г/м^2	Наземная масса, %	Масса корней, %	Зольность наземной части, %	Зольность корней
1	33,5	82,18	17,82	22,76	47,30
2	47,73	82,23	17.77	6,21	65,78
3	72,6	82,92	17,08	6,12	31,90
4	124,4	82,03	17,97	27,81	54,90
5	146,5	80,80	19,20	18,90	50,80
6	165,6	80,82	19,18	25,78	68,50

Таблица 22.11. Состав солей в солеросе, % от сухой массы

№ участка	Наземная часть					Корни				
	Na	Ca	Mg	K	Cl	Na	Ca	Mg	K	Cl
1	5,42	2,15	0,67	1,42	3,55	5,68	2,65	0,54	1,42	1,32
2	5,27	2,48	0,62	1,98	3,29	5,25	2,46	0,49	1,98	1,57
3	5,13	2,28	0,41	2,22	3,31	3,13	2,84	0,46	2,22	1,40
4	5,67	2,48	0,53	1,29	3,42	4,50	2,46	0,51	1,40	1,58
5	5,16	2,88	0,36	1,76	3,58	6,65	2,48	0,48	1,58	1,79
6	4,75	2,67	0,58	1,35	3,21	5,14	2,13	0,52	1,79	1,64

Соотношение массы наземной части солероса и корней сравнительно постоянно: 82 и 18%. Общая фитомасса обнаруживает почти линейную обратную зависимость от содержания солей в почве. Повышение солей выше 3% резко снижает биомассу солероса. В целом, в прибрежной полосе соленого озера биомасса солероса колеблется в пределах от 3,3 до 16,6 ц/га сухой массы. Но как только гидроморфная почва сменяется автоморфной, как говорилось выше, солерос исчезает и замещается ксерофитами. Но на мокрых солончаках, как видно из приведенных данных, производительность солянок и солеросов достигает заметных величин.

По данным американских ученых продуктивность галофитов при поливе их морской водой колеблется в пределах от 8 до 15–17 т/га сухого вещества (род Atriplex и Salicornia barclayna).

Следует отметить, что галофиты богаты питательными веществами: они содержат: 6–16% белков, 1,3% жиров, 27–41% зольных веществ, 1,5–6% оксалатов.

Не менее важную экологическую роль в биосфере играют почвы пойм малых рек. Обычно эти поймы представлены лугами, зарослями ивы, ольхи. Ежегодный паводок приносит материал, который отлагается на поверхность почвы. В зависимости от силы паводка, мощность наилка может быть разной. Но в любом случае образуются глубоко гумусные, перегнойные почвы, часто с погребенным оторфованным горизонтом (табл. 22.12).

Таким образом, пойменные почвы малых рек, играют роль стока углерода из атмосферы. Они плодородны, производят обычно большое количество биомассы. Почвы населены животными: по данным Б.Р. Стригановой, в слое 0–2 см содержится до 1700 экз/м^2 энхетреид, 100–200 экз дождевых червей Nicodrilus caliginisum (в два-три раза больше, чем в лесах на водоразделе). Запасы фитомассы в 60-летнем возрасте составляют до 80–100 т/га, текущий прирост фитомассы – до 2 т/га.

Привлекает внимание экологическая роль слитых почв в России. Они распространены в теплом климате. Имея тяжелый гранулометрический состав, они богаты питательными веществами. Но высокая плотность этих почв и своеобразный водный режим приводит к тому, что урожай растений на этих почвах очень низкий. При высыхании почвы растрескиваются, при этом ширина трещин достигает нескольких сантиметров, а глубина – до метра. При увлажнении почвы набухают, трещины заплывают, а в верхних горизонтах наблюдается переувлажнение и связанный с ним восстановительный режим. Поэтому растения на этих почвах могут страдать от недостатка воды и испытывать недостаток в кислороде. Из-за большой плотности почв (выше 1,4 г/см^3) растения не могут охватить корнями большой объем почвы и не могут использовать доступную воду и подвижные

Таблица 22.12. Некоторые свойства почв ольшатников (ольсов) Московской обл.

Горизонт	Глубина, см	Гумус, %	Гумус, % п/тж	Азот, %	Fед, %	Feox%	УП, $м^2/г$	pH	Обменные катионы, мг-экв/100г			
									Ca	Mg	H	Al
Дерново-глеевая почва												
Ад	0–10	8,38	4,5	0,33	0,63	0,27	112	5,0	29,	2,6	14,3	2,1
A1	12–18	4, 53	1,7	0,27	0,63	0,26	117	6,0	26,1	5,2	8,2	8,2
AB	27–35	1,69	1,4	0,33	0,46	0,27	120	6,6	20,2	8,6	9,3	7,2
Bg	50–60	0,2	0,2	–	0,54	0,23	94	7,0	10,9	11,4	4,1	6,2
Bg	87–00	0,4	0,4	–	0,68	0,62	36	6,9	9,3	11,4	6,2	3,1
Перегнойно-глеевая почва												
Ад	0–5	26,26	12,8	0,27	0,37	0,81	265	6,3	68,5	2,5	8,2	5,2
Ат	5–10	20,91	11,6	0,52	0,53	0,39	190	6,0	47,7	3,5	7,2	11,3
Ат	10–20	11,92	6,0	0,38	0,42	0,27	180	6,6	40,6	2,5	5,2	11,2
Bg	20–30	6,33	2,0	0,25	0,29	0,12	130	6,7	20,7	3,9	8,2	2,1
Bg	40–50	–	1,0	–	0,16	0,10	120	6,7	12,2	7,3	7,2	3,1
Bg	80–90	–	0,4	–	0,66	0,38	105	7,2	6,5	8,2	6,3	4,0
Торфяно-глеевая почва												
T1	0–10	59,6	5,7	3,19	0,63	0,55	–	6,2	111	16,7	8,2	7,3
T2	10–20	51,58	5,1	2,09	0,23	0,21	–	6,2	115	7,5	8,2	2,3
T2	20–30	61,34	4,5	1,37	0,31	0,25	–	6,2	78	14,8	7,7	7,8
T2	30–40	торф	–	–	–	–	–	5,9	125	21,7	–	–

Примечание. Fед – железо, растворимое в дитионите; Feox – в оксалите; УП – удельная поверхность; прочерк – нет данных.

питательные вещества всего объема почвы. Именно поэтому дополнительный полив и внесение удобрений (даже в виде подкормки) на этих почвах заметно повышает урожай растений. Кроме того, даже при влажности около НВ, потенциал этой влаги относительно низкий (до –700кПа), что снижает ее доступность для растений. В естественных условиях корни дубов, произрастающих на этих почвах, обычно развиваются по старым корневищам. Распашка этих почв приводит к разрушению системы корневых каналов, поэтому после забрасывания земель в залежь восстановление леса происходит очень медленно. При разведении древесных плантаций на этих почвах успешному укоренению деревьев способствовал прием закладки ям в 50–100 см от дерева. В этом случае во влажный период яма работала как дрена, а в сухой – как источник воды, поскольку часть корней дерева развивалась около ямы и в самой яме. В слитых черноземах питательные вещества, внесенные в горизонт В, быстрее поглощались растениями, так как он был более влажным, чем горизонт А.

На каштановых и солонцевато-солончаковатых почвах недостаток влаги и присутствие растворимых солей препятствуют поступлению питательных веществ в растения. Соли (хлориды, сульфаты натрия) замедляют как поглощение растениями питательных веществ, так и скорость их диффузии в корневую зону, зону поглощения. Добавочное внесение удобрений на этих почвах оказывает положительный эффект и улучшает состояние растений. Приведенные примеры

показывают сложность и своеобразие экологических условий разных зональных почв и подчеркивают важность оценки этих свойств в сельскохозяйственном производстве.

В главе о биологическом круговороте были приведены данные по продуктивности экосистем разных природных зон (рис. 22.2). В агроэкосистемах почвы оценивают по урожаю продуктов: зерна, клубней, корнеплодов, сена. Эта оценка заметно отличается от природной продуктивности. Так, подзолистые почвы без удобрения дают 5–6 ц/га зерна пшеницы или ржи, картофеля – 30–40 ц, сена – 60–70 ц. Бурые лесные почвы более плодородны: средний урожай зерна достигает 15 ц, картофеля – 60–80ц (без удобрения). Серые лесные почвы и черноземы наиболее плодородные в умеренном поясе: средний урожай на этих почвах зерна пшеницы до 20–40 ц, картофеля – до 120 ц. На каштановых почвах урожай зерна пшеницы снова снижается. В сухие годы он падает до 2–3 ц/га, в годы с хорошим летним увлажнением увеличивается до 20–30 ц. Красноземы без удобрений дают до 40 ц зерна, до 10 т плодов фруктовых деревьев. Удобрения на всех почвах повышают урожай сельскохозяйственных растений. В табл. 22.13 приведены средние урожаи в мире для разных растений и средние урожаи в странах с хорошо налаженным земледелием.

Таблица 22.13. Данные ФАО по средней урожайности основных сельскохозяйственных культур, ц/га (по А.Х. Шауджену)

Культура	Среднемировая	При высоком уровне земледелия
пшеница	19	67
рис	28	72
ячмень	20	50
кукуруза	33	84
рожь	16	47
овес	18	54
просо	7	44
горох	13	41
чечевица	6	26
соя	17	26
арахис	10	42
подсолнечник	12	24
капуста	213	1143
помидоры	212	412
тыква	97	363
огурцы	135	418
перец овощной	73	341
лук	125	423
морковь	216	532
арбузы	138	430
сахарный тростник	561	1305
сахарная свекла	301	698
кофе	5	20
какао	3	20
чай	7	25

Рис. 22.2. Средний прирост сосны по природным зонам: 1 – северная тайга, 2 – средняя тайга, 3 – южная тайга, 4 – зона лесостепи, 5 – зона северной степи

Из приведенных данных видно, что чем южнее возделывается сельскохозяйственная культура, тем выше ее среднемировая урожайность (можно сравнить пшеницу и кукурузу, сахарную свеклу и сахарный тростник). Но при высоком уровне земледелия, которое более налажено в развитых странах Западной Европы и Северной Америки, урожай северных культур становится также очень высоким даже на менее плодородных северных почвах (подзолах, бурых лесных, дерново-глеевых).

Таким образом, экологические функции почв проявляются по-разному в зависимости от климата и агротехники. Это очень важное свойство почв, позволяющее использовать их для возделывания растений. Однако в естественных условиях экологические функции почвы содействуют существованию экосистем в любой зоне при любом климате. Почва – экологический гарант жизни на Земле и в этом ее фундаментальное значение в системе других природных тел.

Заключение

Почвоведение как наука давно вышла за рамки сельского хозяйства. Она стала фундаментальной наукой, достижения которой используются в экологии, геологии, биологии, археологии, истории и в других дисциплинах. Особенно ярко это проявилось в конце XX века, когда почвоведы начали тесно сотрудничать с представителями других наук. Именно поэтому подготовка почвоведов включает значительный список предметов, изучение которых необходимо для грамотного специалиста. Широкое образование позволяет применять самые современные методы исследования почв. В развитие классического почвоведения применение таких методов, как определение магнитных параметров почв, их электрических свойств, использование ЭПР, ЯГМР (эффект Мессбауэра), инфракрасной спектроскопии, позволяет определить вещественный состав почв, восстановить их историю, установить происхождение отдельных компонентов. Многие вопросы генезиса почв благодаря новым данным предстали уже в другом свете. Это в первую очередь относится к проблеме генезиса подзолистых, бурых лесных, красноземов, глубокогумусных почв. Создается теория антропогенного почвообразования, что необходимо для понимания истории человеческого общества и его роли в развитии ландшафта.

Почва как природное тело занимает особое положение на Земле. Она взаимодействует с атмосферой, гидросферой, литосферой, является компонентом биосферы и антропосферы. Взаимодействие почвы с другими природными телами определяет родство почвоведения с другими науками. Почвоведение имеет общие проблемы с геологией, гидрологией, биологией, экологией, археологией, географией.

Представляя собой, по выражению В.В. Докучаева, сердцевину ландшафта, почва влияет на формирование естественных биогеоценозов (БГЦ), экосистем, агроэкосистем, эволюцию экосистем, а также, эволюцию живых организмов. Формирование биосферы можно понять, лишь выявив основные этапы развития почвенного покрова планеты. Появление осадочных пород (около 3,8 млрд лет назад) привело к развитию протопочв (предшественников современных почв, рыхлого субстрата, содержащего органическое вещество). Протопочвы стали местообитанием первичных форм жизни и послужили толчком к дальнейшей эволюции биосферы. В оценке особой роли почв в формировании биосферы удивительно созвучны работы Г.А. Заварзина. Он выдвинул гипотезу, что 3,8 млрд лет назад в противовес сульфатно-хлоридному океану на континентах образовалась содовая геохимическая формация, роль которой в развитии жизни на Земле еще не изучена. Вполне возможно, что именно эта содовая формация и первичная почва, первичная осадочная порода послужила тем субстратом, на котором развивались живые организмы.

Не менее важно знание почвенных процессов для понимания прошлой и будущей эволюции биосферы, процессов выветривания и образования минералов в верхних слоях литосферы.

Газообмен между почвой и атмосферой регулирует, как и газообмен атмосферы с океаном, состав атмосферы. В связи с гипотезой потепления климата в результате парникового эффекта газообмен между почвой и атмосферой приобретает исключительное значение. Только правильная оценка баланса углерода между атмосферой и почвой позволит надежно предсказать эволюцию атмосферы и биосферы в ближайшем будущем.

Привлекает внимание воздействие почв, почвенного покрова на гидросферу, в том числе и на Мировой океан, куда выносятся, в конечном итоге, растворимые продукты почвообразования, и где накапливаются осадочные породы, частично уже прошедшие цикл почвообразования. Возможно, именно поэтому осадочные породы содержат всегда органическое вещество – следы былого почвообразования.

Намечается более широкое взаимодействие почвоведения и медицины, что обусловлено не только санитарной ролью почвы, особенно в местах поселений людей, но и производством растениями и микроорганизмами разных веществ, служащих сырьем для фармакологии. Качество этого сырья может изменяться в зависимости от особенностей химического и минерального состава почвы.

Единственный почвовед, получивший Нобелевскую премию (1952 г.), – микробиолог С.А. Ваксман. Он известен своими исследованиями почвенного гумуса, и достиг успеха, выделив из почвенных актиномицетов разные антибиотики, в том числе стрептомицин, спасший миллионы людей от туберкулеза. И сейчас почву можно рассматривать как резервуар биологически активных веществ, еще недостаточно изученный и почти неиспользуемый.

Некоторые итоги и проблемы развития почвоведения в XX веке

Инвентаризация почв

Почвоведение как наука родилась в экспедиции. В.В. Докучаев по поручению Вольного экономического общества, проехав тысячи верст на телеге по черноземным степям, первым увидел в черноземе представителя особого класса природных тел, отличающихся от горных пород и закономерно отражающих в своих свойствах изменения климата, растительного покрова и других факторов почвообразования. На первом этапе развития почвоведения была продолжена эта традиция В.В. Докучаева. В конце XIX века и в первой половине XX века почвоведами был был организован ряд экспедиций. Следует отметить экспедиции Переселенческого управления, организованные К.Д. Глинкой и охватившие всю территорию Российской империи. В этих экспедициях приняли участие почти все известные почвоведы того времени (И.П. Выдрин, М.В. Ростовский, Э.К. Безайс, А.И. Хаинский, А.Я. Гордягин, А.И. Безсонов, С.С. Неуструев и многие другие). Материалы экспедиций были обобщены в книге К.Д. Глинки «Почвы России и прилегающих стран», а затем в известном его учебнике почвоведения. Большую роль сыграли также экспедиции Р.В. Ризположенского, в результате которых в Поволжье были впервые выделены и изучены бурые лесные почвы. В экспедиционных исследованиях первых двух третей XX века открылось все многообразие почв нашей планеты. Почвы нашей страны изучали многие известные почвоведы – И.П. Герасимов, М.А. Глазовская, Н.Д. Гра-

добоев, С.А. Захаров, С.В. Зонн, Е.Н. Иванова, Г.И. Иванов, А.М. Ивлев, Н.А. Караваева, С.А. Коляго, Ю.А. Ливеровский, Е.В. Лобова, О.В. Макеев, С.С. Неуструев, Н.А. Ногина, Н.В. Орловский, Б.Ф. Петров, Л.И. Прасолов, А.Н. Розанов, Е.Н. Руднева, И.А. Соколов, В.О. Таргульян, В.М. Фридланд. Это далеко не полный перечень замечательных почвоведов, расширивших наши представления о почвах России и прилегающих стран. Обзор литературы по почвоведению до 1927 г. Приведен в классическом учебнике К.Д. Глинки «Почвоведение».

К концу 30-х гг. под руководством Л.И. Прасолова была составлена почвенная карта СССР, которая послужила основой для понимания сущности почв и закономерностей их распределения на поверхности суши.

В начале XX века А.И. Набоких выдвинул идею, что почвенный покров территории можно характеризовать не контурами однородных почв, а функцией, показывающей изменения свойств в пространстве. В настоящее время, когда установлены закономерности пространственной неоднородности многих почв, а для оценки этой неоднородности используются разные методы (фракталы, случайные функции), эта идея уже не выглядит экстравагантной. Ряд свойств почв, такие, например, как электрическое сопротивление, влажность, отражательная способность, можно измерять как непрерывную пространственную функцию.

Во второй половине XX века экспедиционные работы развернулись по двум главным направлениям. Часть экспедиций, организованная Почвенным институтом им В.В. Докучаева, занималась составлением почвенной карты страны в масштабе 1:1 000 000. В этой гигантской работе приняли участие многие почвоведы младшей генерации: И.А. Соколов, В.О. Таргульян, Н.А. Караваева, Е.М. Наумов. К сожалению, составленные карты остались недостаточно известными большинству почвоведов. Примером этого большого труда служит карта Северо–Востока России Е.М. Наумова, которая раскрыла всю сложность почвенного покрова в тундровых и таежных зонах этого региона.

В других экспедициях наметился переход к стационарным методам исследования. Программу таких исследований предложил еще В.В. Докучаев, а в начале века подробно разработал В.Н. Сукачев. Эта программа была несколько раз переработана (при участии С.В. Зонна, Г.П. Мотовилова, Н.В. Дылиса и др.) и успешно использована в экспедициях Института леса АН, где комплексные исследования вели в самых разных регионах, и им сопутствовала организация сети стационаров для постоянных наблюдений за природными явлениями.

Сформулированные В.Н. Сукачевым биогеоценотические принципы послужили основой комплексного исследования биосферы и разработки теории экосистем. Благодаря Работам сотрудников Института леса расширилось изучение лесных почв. Консолидация лесных почвоведов привела к широкому и глубокому изучению разных лесных почв, что позволило вскрыть структуру почвенного покрова в лесах, процесс поступления и разложения органического вещества в лесных экосистемах, динамику свойств лесных почв и пр. (С.В. Зонн, Б.Д. Зайцев, Н.П. Ремезов, В.С. Шумаков, Н.В. Орловский, В.Н. Мина, И.В. Забоева, Л.О. Карпачевский, В.Д. Зеликов, Т.Ф. Урушадзе, Р.М. Морозова, А.П. Сапожников и многие другие). Была оценена роль вывалов деревьев в формировании почвенного покрова в лесах (Е.А. Дмитриев, Л.О. Карпачевский, Е.Б. Скворцова, В.Ф. Басевич, В.О. Таргульян, И.И. Васенев, В.И. Шуваева). Исследователи установили скорость формирования профиля лесных почв, выявили разновозрастность почвенного профиля. Были

сформулированы понятия о литогенных, палингенетических и ценогенетических свойствах почв (по Л.Г. Раменскому), или понятия почва-память и почва-момент (по И.А. Соколову и В.О. Таргульяну). Почвоведы установили, что компоненты почвенного покрова в лесных БГЦ имеют разный возраст (С.В. Зонн, Л.О. Карпачевский, Е.А. Дмитриев, М.Н. Строганова и др.).

В результате экспедиционных работ была проведена инвентаризация почв нашей страны, разработано ее почвенно–географическое районирование, появилось учение о структуре почвенного покрова (В.М. Фридланд). Эти темы успешно раскрывали многие почвоведы (Г.В. Добровольский, И.С. Урусевская, Е.А. Дмитриев, Н.П. Сорокина, Я.М. Годельман, М.Н. Строганова, Г.И. Григорьев и др.). Следует также отметить работы Б.Б. Полынова, продолженные А.Г. Гаелем и его учениками, по исследованию песчаных почв. Эти материалы были обобщены и опубликованы в виде пока единственной в мире монографии по песчаным почвам (А.Г. Гаель и Л.Ф. Смирнова).

В 60–70 гг. начались экспедиционные и полустационарные исследования российских почвоведов в других странах (Куба, Йемен, Ливия, Ирак и др.), что позволило расширить наши представления о почвах мира и учесть опыт других стран в почвенных исследованиях (И.А. Денисов, С.В. Зонн, Б.Г. Розанов, Л.Л. Шишов, Э.И. Накаидзе, И.А. Соколов).

Инвентаризация почв проводилась и в других странах мира. В США этими исследованиями руководили Почвенное бюро и Федеральная почвенная служба, которые сначала возглавлял К. Марбут, а затем Ч. Келлог. После 2-й Мировой войны французские почвоведы провели самое широкое обследование тогда еще Французской Колониальной Африки (ОРСТРОМ).

Была составлена почвенная карта Австралии, ведущих стран мира и многих развивающихся стран. Во всех картах был использован метод В.В. Докучаева – диагностика почв по их профилю.

Результатом всех этих работ были карты почв СССР и мира, составленные российскими почвоведами, а также при их участии такими организациями, как ФАО ЮНЕСКО.

Модельное изучение почвенных процессов

Почти одновременно с экспедиционными исследованиями почв и почвенного покрова возникло экспериментальное почвоведение. Начиная с М. Вольни, П.А. Костычева, Г. Гоппе-Зейлера, С.П. Кравкова, почвоведы стали проводить лабораторные опыты по моделированию естественных процессов в почвах (разложение органического вещества, оподзоливание, движение воды и т.п.). Однако, несмотря на, казалось бы, четкие условия (параметры) опыта, результаты такого моделирования не смогли объяснить полностью природные явления. Они, как правило, доказывали лишь возможность моделируемых процессов, но не главенствующую их роль в природных почвах. Не учитывалось то обстоятельство, что в природных условиях моделируемые воздействия обычно не достигают выбранной в опытах интенсивности, а это может существенно изменить течение процессов. Поэтому работы П.А. Костычева, С.П. Кравкова, а позже К. Блумфельда, Р. Никвиста, Ф. Лоссена, Ф.Р. Зайдельмана, И.М. Яшина и многих других показывают лишь возможные масштабы воздействия растворов из подстилок (опада) на почвы, минералы.

В середине XX века исследователи перенесли опыты в природную обстановку и начали изучать почвенные процессы по возможности in situ. Стали шире применять-

ся лизиметрические методы, опыты с переносом почв из одного местообитания в другое (Е.С. Качинская, Н.В. Орловский, И.М. Гаджиев и др.). С 1960-х гг. расширились работы по рекультивации производственных отвалов горных пород, и стали накапливаться наблюдения за почвообразованием на разных породах, попавших на поверхность в результате добычи полезных ископаемых. Работы В.Н. Гуртовой, А.И. Стифеева, А.П. Травлеева, С.С. Трофимова показали, что на отвалах очень быстро формируется маломощный гумусовый горизонт, который почти не увеличивает при естественном развитии почв свою мощность за 20–30 лет. При небольших по площади нарушениях почвенного покрова внутри сложившихся БГЦ за те же 20–30 лет также не происходит образования мощного гумусового горизонта. Е.В. Пономаренко и С.В. Пономаренко выдвинули гипотезу, что увеличение гумусового горизонта почв связано с действием почвенной фауны, перемешивающей почву. Без воздействия педофауны мощность гумусового горизонта измеряется сантиметрами. Н.Т. Масюк и И.Х. Узбек установили, что формирование почв на отвалах пород начинается при создании первичных экосистем, в том числе БГЦ, заселении отвалов растениями, микроорганизмами, беспозвоночными животными и пр.

Для изучения массопереноса в почвах лизиметрические методы исследования были использованы еще учеником В.В. Докучаева, П.Ф. Бараковым. Затем были широко известны лизиметры В.Р. Вильямса, Е.И. Шиловой, В.В. Пономаревой, А.А. Стрелковой. Абсолютно оригинальный метод ионнообменных лизиметров применили И.С. Кауричев и Е.М. Ноздрунова. Лизиметрические исследования подтвердили передвижение в почвах органических веществ в концентрациях до 60 мг/л раствора, органических комплексов Al и Fe, соединений Ca, нитратов из удобрений и пр. Было установлено, что главный нисходящий поток почвенных растворов формируется в весеннее и осеннее время. Однако точный состав и типы органических соединений, выносимых из почвы, не установлены до сих пор.

Восходящий поток растворов образуется там, где капиллярная кайма достигает почвенного профиля. С этим потоком в верхние горизонты поступают растворимые соли и формируются засоленные почвы. Это явление было смоделировано в лабораторных условиях, а также изучено в природной обстановке (В.А. Ковда, В.М. Боровский, Н.Г. Минашина и др.). Одним из выдающихся достижений в оценке характера движения солей в почвах следует признать закономерность, установленную Б.Б. Полыновым, – изменение соотношения ионов при движении растворов в почве (фракционирование карбонатов, сульфатов и хлоридов в профиле почвы при движении растворов солей). Сегодня обозначилось наше отставание в инструментальных полевых исследованиях. За рубежом используют более совершенные методы натурных исследований, позволяющие на месте определять газовый состав атмосферы и почвенного воздуха, анализировать химический состав осадков и лизиметрических вод, а сама конструкция лизиметров намного удачней тех, которые используют российские ученые. Широко используются атомно-адсорбционные спектрометры, методы ЭПР, ЯГР, ЯМР методы определения изотопного состава веществ и пр. Российские почвоведы пока используют эти методы очень ограниченно (В.Ф. Бабанин, С.Н. Чуков, Е. Моргун, С. Олейник и др.).

Водный режим почвы

Большое внимание уже в первые годы развития почвоведения было уделено режиму влажности почв. Достаточно назвать имена А.А. Измаильского, Г.Н. Высоцкого, П.В. Отоцкого, В.Г. Ротмистрова, А.Ф. Лебедева, Н.А. Качинского.

В конечном итоге в середине XX века стационарные наблюдения за влажностью почв позволили А.А. Роде создать учение о почвенной влаге, выделив основные типы водного режима почв. Были детально изучены водные режимы самых разных почв (С.В. Зонн, А.А. Молчанов, Н.Ф. Кулик, Н.А. Воронков, Ш.О. Палавандишвили, В. Герцык, Н.А. Взнуздаев и многие другие).

Одновременно американские и российские исследователи (А.А. Роде, Г.В. Еруков, А.Д. Воронин с соавторами и другие) выдвинули понятие гидрологического профиля почв и гидрологических горизонтов (слои почв с одинаковой категорией влажности, с одинаковым потенциалом почвенной влаги).

Во 2-й половине XX века усилиями С.В. Нерпина, А.М. Глобуса, И.И. Судницына, А.Д. Воронина, Е.В. Шеина и их учеников почвенная гидрофизика в России достигла мирового уровня.

С учетом зарубежного опыта (Д. Филипп, В. Гарднер, Ч. Слэйтер, Ф. Секера и др.), были развиты идеи А.Г. Дояренко, С.И. Долгова, С.В. Нерпина, посвященные термодинамическому подходу к почвенной влаге. Были получены основные гидрофизические характеристики почти всех почв России, выявлена связь этих характеристик с разными гидрологическими константами почв. И.И. Судницын и его ученики оценили движение воды в системе почва–растение–атмосфера, используя термодинамические методы оценки водного потенциала.

Почва – компонент экосистем

Большую роль в развитии почвенно-биогеоценотических исследований сыграла Международная биологическая программа. Она объединила работы исследователей по изучению круговорота углерода в экосистемах, их продуктивности, скорости разложения растительных остатков. Работы предшественников (Н.Н. Степанов, Э. Эбермайер, Р. Овингтон) были подтверждены и развиты многими отечественными и зарубежными исследователями (Н.И. Базилевич, Л.Е. Родин, Н.П. Ремезов, В.С. Шумаков, С.В. Зонн, Ф. Дювиньо, С. Олсен, Г. Лит и другие).

В изучении роли почвы в экосистемах в середине XX-го века российские ученые обогнали исследователей из других стран. Следует, например, отметить, что книга Л.Е. Родина и Н.И. Базилевич о продуктивности фитоценозов в разных зонах мира стала настольной книгой всех зарубежных почвоведов, занимающихся вопросами продуктивности экосистем. Именно в эти годы полностью сформировалась российская школа почвенных зоологов, во главе которой стоял М.С. Гиляров. Работами этой школы были установлены виды беспозвоночных, постоянно обитающих в почве и численность которых превышает численность наземных животных. Была выявлена и оценена роль беспозвоночных животных в разложении растительных остатков, в процессах образования почвенного гумуса. Школа М.С. Гилярова оказала значительное влияние на работы зарубежных исследователей.

Исследования Гилярова и его школы (Т.С. Перель, Ю.И. Чернов, Н.М. Чернова, Д.А. Криволуцкий, Б.Р. Стриганова) намного опережали развитие почвенной зоологии за рубежом, хотя различия в уровне исследований уже стираются, благодаря более высокому техническому оснащению западных стран. Российские зоологи установили распространение разных групп животных в почвах, динамику их численности, типы сукцессий животных в экосистемах, участие в разложении органического вещества опада и подстилки, активность в продуцировании CO_2, роль в образовании гумуса.

Почвенное органическое вещество

Почвенному гумусу в XX веке было посвящено больше монографий, чем многим другим разделам почвоведения. Достаточно упомянуть книги С. Ваксмана, А.А. Шмука, И.В. Тюрина, М.М. Кононовой, В.В. Пономаревой, М. Шницера, Ф. Флайга, Л.Н. Александровой, Д.С. Орлова, М.И. Дергачевой, О.С. Безугловой и бесчисленное количество статей.

В этих работах было установлено присутствие в почвах самых разных органических веществ (названных неспецифическими органическими соединениями почвы). Кроме того, по схеме Мульдера выделяли специфические органические, гумусовые вещества почвы. Метод был доведен до совершенства работами И.В. Тюрина, М.М. Кононовой, И.С. Кауричева, Д.С. Орлова и привел последнего к отрицанию фульвокислот, как реальных почвенных органических соединений (этого мнения придерживался еще С. Ваксман). Возможно, что они правы, и так называемые фульвокислоты – это смесь веществ, растворимых в щелочи и кислоте.

М.И. Дергачева открыла «информационную» роль состава гумуса. Она рассматривает гумус как важного свидетеля разных процессов почвообразования (в зависимости от природных условиях), которые «записываются» на молекулах гумуса.

В настоящее время дана характеристика гумусового состояния, включая групповой и фракционный состав гумуса, почти всех почв России и прилегающих стран.

К сожалению, если в середине столетия достижения российских ученых в изучении почвенного органического вещества были признаны всеми, то затем за рубежом были намечены совершенно новые направления в изучении органического вещества почв, включая изучение лигнинов, соотношения в почвах L- и D-аминокислот и его изменения со временем и пр. (Д. Джексон). На Западе большое внимание уделяют изучению разложения в почвах ксенобиотиков (пестициды, гербициды и т.п.), а также органических продуктов, загрязняющих почвы (диоксины, фенолы). Новейшая техника позволяет быстро решать задачи определения в почвах этих веществ в очень малых концентрациях.

Как говорилось выше, пока не установлены ни соединения, входящие в почвенный гумус, ни органические вещества в водных растворах почв. Были получены данные, что в копролитах дождевых червей формируется гуматный гумус (Т.С. Всеволодова-Перель, Л.С. Козловская). В то же время такие представители педофауны, как коллемболы, акариды и др., обитающие в подстилках, практически не участвуют в образовании почвенного гумуса. Они формируют перегнойный подгоризонт подстилок. Анализ органических компонентов почвы и сейчас является актуальной задачей почвоведения.

Многие исследователи, начиная с С. Ваксмана, связывали гумусообразование с деятельностью микроорганизмов, что послужило мощным толчком к развитию почвенной микробиологии.

Почвенная микробиология

Начало почвенной микробиологии было также положено в начале XX века работами С.Н. Виноградского, М. Бейеринка, В.Л. Омелянского, Н.Н. Худякова. Они были продолжены Н.А. Красильниковым, Е.Н. Мишустиным. Современная почвенная микробиология связана с работами Д.Г. Звягинцева, Л.В. Калакуцкого, Г.А. Заварзина, М.М. Умарова и их учеников. Было установлено, что почти все микроорганизмы в почвах адсорбированы на поверхности почвенных частиц, и

почти все они принимают участие в фиксации азота из воздуха. Масса микроорганизмов в экосистеме сравнима с ежегодно продуцируемой экосистемой фитомассой. При разложении опада характерны микробиологические сукцессии, которые приурочены к этапам разложения растительных остатков. Была вскрыта роль микроорганизмов в естественной истории Земли и ее биосферы (Г.А. Заварзин). Успехи почвенной микробиологии весьма значительны, и уровень развития этой дисциплины у нас превышает аналогичный уровень за рубежом. В настоящее время почвенные микробиологи анализируют микрофлору во всех биогеоценотических ярусах экосистем одновременно, что позволяет более детально и правильно оценить деятельность микроорганизмов в экосистеме. Установив, что большая часть микроорганизмов находится в почве в адсорбированном состоянии на поверхности почвенных частицах, микробиологи (Д.Г. Звягинцев) показали пути формирования почвенного гумуса и почвенной матрицы (минерально-органической матрицы) на поверхности этих частиц.

Микроморфология почв

Еще в 30-х гг. XX века почвоведы вслед за геологами стали использовать микроморфологию (в основном, при просмотре шлифов) для более детального изучения строения почв. Это направление было оформлено В. Кубиеной как микропедология. В дальнейшем за ней закрепилось название микроморфология. Основные термины этого раздела почвоведения были сформулированы Р. Брюером и сейчас приняты всеми микроморфологами. В нашей стране внедрение методов микроморфологии в массовые исследования почв способствовали работы Е.А. Яриловой, Е.И. Парфеновой и их учеников (В.О. Таргульян, С.А. Шоба, Т.В. Турсина, М.И. Герасимова и др.). На самом рубеже XX и XXI веков оформилось новое направление в микроморфологии – количественная оценка строения порового пространства почв (Е.Б. Скворцова).

В оснащении приборов, необходимых для микроморфологических исследований, наши лаборатории, к сожалению, уступают западным. К тому же, находясь у истоков этой науки, российские исследователи позволили обогнать себя, и честь основания этой дисциплины по праву принадлежит В. Кубиене и Р. Брюеру. Но в некоторых вопросах микроморфологии мы не уступаем западным исследователям, а в области изучения структуры почв, структуры порового пространства даже несколько их обогнали. Также шире стала нами использоваться растровая электронная микроскопия (Г.В. Добровольский, С.А. Шоба).

При микроморфологических исследованиях обычно изучают также минеральный состав почв. Но почвоведы, изучающие минералогию почв, используют, кроме оптических, электронно-микроскопические, ядерные гамма-резонансные и другие методы. Применение этих методов сдерживается недостатком приборов, что мешает подготовке соответствующих кадров исследователей.

Минеральный состав почвы

Еще в начале прошлого века К.Д. Глинка начал работы по изучению выветривания горных пород. Б.Б. Полынов развил это направление в учение о корах выветривания. Были установлены составы минералов для разных почв (М.М. Шукевич, Н.И. Горбунов, И.Д. Седлецкий). Эти работы продолжили уже во второй половине века молодые тогда исследователи (Б.П. Градусов, Т.А. Соколова, Н.П. Чижикова, Г.А. Кринари, С.А. Шоба, В.Ф. Бабанин, В.В. Добровольский,

Ю.Н. Водяницкий и др.). Теперь выявлены главные минералы основных почв России и прилегающих стран. В настоящее время идентифицированы железистые минералы, содержащиеся в почвах. С помощью минералогии удалось установить привнос мелкозема с равнин в горы (Г.А. Кринари, Л.С. Ильина), изучить изменение минерального состава пахотных почв в результате многовекового использования почв (Н.П. Чижикова). Меньше в России уделяли внимания таким свойствам минералов, как их каталитическое воздействие на органические вещества, попадающие в почву. Этот раздел минералогии и химии более глубоко изучали западные почвоведы, что объяснялось широким применением химикатов (пестицидов) и необходимостью содействовать их быстрому разрушению в почве. Данное направление очень перспективно в настоящее время. Именно на поверхности минералов, на почвенной минеральной матрице, идет синтез органических высокомолекулярных полимеров. Каталитическая активность ряда минералов, в том числе встречающихся в почвах, способствует фиксации гумусовых веществ на поверхности почвенных минералов и увеличению массы молекул органических веществ (Т.А. Зубкова). Свойства поверхности минералов играют, возможно, самую важную роль в общей организации почвы как природного тела. Важную роль играет минеральный состав в накоплении гумуса в почве, фиксации разных катионов, их сорбции почвенным поглощающим комплексом. Минералы служат геохимическим барьером для многих так называемых тяжелых металлов. В последнее время эти процессы изучает раздел почвоведения и геологии – биогеохимия.

Мерзлотные почвы

Широкие исследования почв Севера и Северо-Востока России привели к возникновению нового направления в почвоведении, которое ведет свое начало от А.Я. Гордягина. Работы О.В. Макеева, О.И. Худякова, Д.А. Гиличинского, В.М. Алифанова позволили выделить криопедологию, или исследование мерзлых почв, как отдельное направление в почвоведении. При этом следует отметить, что влияние льда на почвы впервые отмечал Н.А. Качинский и это направление разрабатывали его ученики (О.И. Худяков, П.М. Сапожников). Изучение мерзлых почв позволило вскрыть широкое распространение процессов криотурбаций (перемещение почвенной массы в профиле почв под воздействием неравномерного замерзания почвенной воды) (Л.А. Гугалинская). Были расширены представления о тепловом и водном режимах мерзлых почв (О.И. Худяков). В настоящее время мерзлотные почвы широко изучаются на Аляске, в Антарктиде, Канаде; регулярно собираются Международные конференции по мерзлотным почвам. Криопедология, наряду с изучением почв на многолетней мерзлоте, включает исследование почв с длительно-сезонным промерзанием.

Первыми обратили внимание на сезонную мерзлоту в почвах как существенный фактор, влияющий на свойства почв, и выделили длительно-сезонномерзлотные почвы в отдельный подтип А.А. Ерохина (на Дальнем Востоке) и С.В. Зонн (на Камчатке). Длительно-сезонная мерзлота формирует своеобразный водный режим почв, часто с ней связана их тиксотропия.

Палеопочвоведение

Одним из первых, кто обратил внимание на погребенные почвы, был К.Д. Глинка. Значение погребенных почв в расшифровке истории ландшафта отмечал Р.С. Ильин.

Связь развития почвенного покрова с формированием рельефа была вскрыта С.С. Неуструевым, который отметил роль геологической, естественной эрозии в изменении рельефа и погребении почв.

Все эти исследования получили широкое развитие уже во второй половине XX века.

В работах Х. Шарпензееля, И.П. Герасимова, О.А. Чичаговой, А.А. Величко, Т.Д. Морозовой, В.М. Алифанова, Л.А. Гугалинской, А.Л. Александровского, В.О. Таргульяна, Б. Ясковского показана разновозрастность почвенного профиля. Выявлены смены типов почвообразования в пределах одного профиля почв в результате эволюции климата и ландшафта. Палеопочвоведение показало гетерохронность даже современных почвенных профилей. Свойства почв хранят память о воздействии на них былых экосистем, развивавшихся на данной территории.

В палеопочвоведении также широко применяются еще два метода исследования: спорово-пыльцевой анализ и изучение фитолитов. Спорово-пыльцевой анализ широко ввели в практику исследования В.Н. Сукачев и М.И. Нейштадт. Он используется при изучении фаз в наступлении и таянии ледников, при уточнении истории формирования почвенного и растительного покровов в голоцене (Н.А. Хотинский) и плейстоцене. Не менее информативен метод фитолитов, позволяющий по этим образованиям растительного происхождения, сохранившимся в почвах, выявлять гумусовые поверхностные горизонты, погребенные в настоящее время, устанавливать виды растений, произраставших непосредственно на этих почвах. Это направление разрабатывают Н.К. Киселева, А.А. Бобров, А.А. Гольева, за рубежом Дж. Менье, Ф. Колин, П. Твисс, Т. Сас и др. Очень информативны исследования изотопного состава фитолитов, в том числе органического вещества фитолитов. Западные исследователи относят фитолиты к опалу, что позволяет отнести их формирование к процессу биоминерализации.

Археологическое почвоведение

В настоящее время палеопочвоведение стали использовать в археологии для выяснения природных условий, природной обстановки, в которых существовал человек в изучаемые эпохи. Работами И.В. Иванова, М.И. Дергачевой, В.А. Демкина создана новая отрасль почвоведения: археологическое почвоведение. Трудами М.И. Дергачевой, Л.Г. Динесмана и Н.К. Киселевой была показана важность анализа почв археологических памятников в расшифровке условий существования человеческих сообществ в неолите. Было показано, что влияние человека на естественные экосистемы и почвенный покров достаточно хорошо прослеживается еще в каменном веке. В более поздние времена деятельность человека привела к изменению ландшафтов на громадных территориях. Было установлено, что вся Европа, включая Средне-Русскую полосу, представляет собой итог деятельности человека, итог постоянного чередования полей и лесов во времени. Типичным для освоения Средне-Русской полосы было создание искусственных водоемов (прудов). Именно этот опыт использовал В.В. Докучаев в своей программе по борьбе с засухой. Сейчас выдвинута гипотеза, что часть дерново-подзолистых почв представляет собой старопахотные почвы, которые в настоящее время заросли лесом. В то же время часть равнинных бурых лесных почв западной Европы, возможно, представляют собой эродированные и окультуренные вспашкой подзолистые почвы.

Таким образом, палеопочвоведение расширило наши представления об эволюции почв и почвенного покрова в зонах расселения человека и активного земледелия.

Развитие этой области знания способствует пониманию эволюции биосферы и антропосферы, позволяет выделить специфические почвенные процессы, отделив их от литогенных. Палеопочвоведение дает нам в руки знания о скорости почвенных процессов, следовательно, позволяет разрабатывать методы для регулирования этой скорости.

Почвенные процессы

С самого основания почвоведения почву оценивали как динамичное тело, формирование которого определяется воздействием климата, живых организмов на горную породу при определенном ее положении на поверхности суши (рельеф). Это позволило И.П. Герасимову выдвинуть триаду: факторы–процессы–почва. Анализ почвы как эволюционирующего природного тела первым провел С.И. Коржинский (деградация черноземов), затем П.С. Коссович, В.В. Геммерлинг, В.Р. Вильямс, А.А. Роде.

Работами А.А. Роде, И.П. Герасимова, М.А. Глазовской создано учение о почвенных процессах, к которым относят все изменения компонентов почвы, происходящие под воздействием факторов почвообразования, а также формирование самих почв, их генетического профиля (почвообразовательные процессы).

Почвенные процессы лежат в основе эволюции почв и биосферы. Автосукцессии экосистем – в значительной степени следствие почвенных процессов, которые проявляются в динамике свойств почв. Динамика может быть цикличной (динамика влажности, температуры), с небольшим остаточным гистерезисом (изменение содержания гумуса), с ярко выраженным трендом (изменение гранулометрического состава, профиля почвы). Знание почвенных процессов позволяет установить генезис самых разных почв, возможность их самоочищения при разных типах загрязнения, восстановление после нарушения, помогает разрабатывать наиболее приемлемую систему земледелия для локальных условий. Знание динамики свойств почв, почвенных процессов – основа мониторинга окружающей среды.

Как уже указывалось, традиционно почвоведение в России в течение всего XX века занимало ведущее положение в изучения водного режима почв, как процесса движения воды в почве. Именно в России создано и оформлено учение о почвенной влаге. Были вскрыты основные закономерности водного режима практически для всех типов почв.

В течение прошлого столетия накоплен громадный материал по динамике разных питательных веществ в почвах (обзор которых можно найти в работах В.В. Снакина, В.Г. Минеева, Л.О. Карпачевского), гумуса (А.Д. Фокин, М.И. Дергачева). Но следует отметить, что как у нас, так и во всем мире, изучение собственно почвенных процессов еще не достигло того уровня, когда данные позволяют сделать строгие научные выводы. Только сейчас появляются приборы, дающие возможность более достоверно вести наблюдения за динамикой почвенных свойств. Одна из проблем в понимании почвенных процессов – это выяснения роли равновесных и неравновесных состояний в почвах. Теперь приборы позволяют определять активность ионов в почвах, превращения веществ (с помощью изотопов), их передвижение в почвах. В частности, к таким системам можно отнести Мониторинговую станцию, созданную в Баварском лесном институте (Т. Прейслер).

Изучение свойств почв, почвенных процессов, факторов почвообразования сопровождалось исследованием генезиса почв.

Генезис почв

В середине XX века работы по генезису почв составляли абсолютное большинство публикаций по почвоведению. Была создана достаточно стройная теория почвообразования каждого типа почв. Но в 40-е гг. работы по генезису почв приобрели уже формальный характер, когда исследователи находили связи между свойствами почвы и экологическими условиями (факторами почвообразования) (Г. Иенни, В.Р. Волобуев), но не раскрывали механизма этих связей. Во второй половине столетия началась ревизия сформировавшихся взглядов на генезис почв.

Подверглись пересмотру представления о формировании подзолистых почв, бурых лесных, ферраллитных, черноземов. Работы И.С. Кауричева, И.П. Герасимова, С.В. Зонна, Ф.Р. Зайдельмана по роли переувлажнения в формировании подзолистых почв позволили выделить из общего типа подзолов почвы с отбеленным горизонтом, но без текстурной дифференциации. Этот подход заставляет искать новые приемы освоения и использования этих почв. И.А. Соколов обратил внимание на действие геологических факторов при почвообразовании (наследование почвой литогенетических свойств). Исследования бурых лесных почв показали, что имеется целая группа типов этих почв, формирование которых может идти самыми разными путями. Из бурых почв были выделены подбуры (В.О. Таргульян).

Выдвинута концепция (И.П. Герасимов, Л.О. Карпачевский, М.Г. Танзыбаев), согласно которой формирование глубокогумусных почв, в том числе бурых лесных и черноземов, связано с нарастанием почв кверху в результате эолового или водного поступления материала на поверхность функционирующих почв. При этом проявляется важность понимания генезиса не только для теории, но и практики. Так, если формирование черноземов как глубокогумусных почв связано с нарастанием почв кверху в определенных климатических условиях, то разрушение их в результате эрозии приведет к необратимой потере этих почв. Никакое травосеянье не сможет восстановить весь разрушенный профиль черноземов. Можно восстановить лишь верхние 20 см гумусового слоя.

Широкие исследования почв тропиков, благодаря активному участию почвоведов России в зарубежных экспедициях, позволили высказать не менее важную гипотезу о том, что красноземы, или ферраллитные почвы, субтропиков и тропиков обязаны своим происхождением литогенезу: метасоматозу под воздействием термальных вод (И.А. Соколов). На ферраллитной коре могут формироваться тропические бурые лесные почвы, поверхностно глеевые, но сама ферраллитная кора выветривания служит лишь почвообразующей породой и не является почвой. Именно формирование бурых почв на ферраллитной метасоматической коре выветривания позволило К.Д. Глинке высказать гипотезу, что буроземы – это переходные почвы к красноземам, к субтропическим почвам. Точнее, можно говорить, что в субтропиках также могут формироваться бурые лесные почвы, в том числе и на красноцветной коре выветривания.

Было также установлено, что красный цвет ферраллитных почв обусловлен гематитом и ферригидритом. При этом гематит устойчив к гидратации в условиях высоких температур, что свойственно тропикам. В холодных условиях, например, на Камчатке, гидротермальное воздействие также приводит к образованию ферраллитных субстратов, но в них гематит быстро переходит в гетит в условиях холодного влажного климата (В.Ф. Бабанин, Л.С. Ильина) и субстраты теряют свой красный цвет.

Детальное изучение почвенного покрова разных регионов позволило В.М. Фридланду, Ф.И. Козловскому, Г.И. Григорьеву, Е.А. Дмитриеву, Л.О. Карпачевскому, И.А. Крупеникову и др. выявить закономерности композиции (структуры) почвенного покрова разных экосистем, в том числе лесных, и показать важность учета строения почвенного покрова при использовании почв. Оригинальные исследования горных систем и горного почвообразования провела Т.А. Трифонова, которая доказала, что на горных склонах между ущельями, выработанными горными потоками, образуются фанды – ненарушенные участки почвенного покрова. На эти фанды ветры отлагают мелкозем, принесенный с подгорных равнин (что для Саян показал М.Г. Танзыбаев, для Северного Кавказа В.Г. Кумахов, для Урала и Сихотэ-Алиня Л.С. Ильина и Г.А. Кринари). Т.А. Трифонова выявила роль разломов земной коры в формировании почвенного покрова.

Итак, к концу XX века оказалось, что генезис многих почв пока не установлен или по крайней мере спорен. Существующие теории формирования таких почв часто не учитывают скорость почвообразования, возможную глубину воздействия факторов, процесс эрозии и приноса материала, о которых говорили Л.С. Берг и С.С. Неуструев, разновозрастность современных почв, наследование ими палингенетических свойств. Гипотезы эволюции почв В.Р. Вильямса, В.В. Геммерлинга, П.С. Коссовича перекликаются с положением Б.Л. Личкова, который выдвинул тезис: современные почвы формируются не из материнских пород, а из почв, предшествующего ландшафта.

За исключением теорий происхождения оподзоливания, где первое слово по выделению почв с осветленным горизонтом было сказано французским ученым Ф. Дюшофуром (теория лессиважа), и образования вертисолей (слитых почв), анализ генезиса разных почв прочно связан с именами российских исследователей. В.О. Таргульян, В.Д. Васильевская, И.В. Забоева изучили почвы Севера. О.В. Макеев, О.И. Худяков, Д.А. Гиличинский раскрыли природу почв на многолетней мерзлоте. Г.В. Добровольский, В.И. Шраг, И.И. Плюснин дали классификацию почв пойм. И.П. Герасимов, Э.И. Накаидзе охарактеризовали коричневые почвы. И.П. Герасимов, С.В. Зонн, Л.О. Карпачевский, И.А. Соколов, В.О. Таргульян, Я.Г. Бельдюкова, В.М. Кочерян, О.И. Малинин изучили вулканические почвы и охарактеризовали новый тип – охристые почвы (выделенный, но не изученный А.А. Красюком). И.С. Кауричев, Ф.Р. Зайдельман, С.В. Зонн, В.Д. Тонконогов, И.А. Соколов подняли вопрос о необходимости пересмотра существующих представлений о почвах подзолистого типа. И.А. Соколов высказал новую гипотезу о формировании ферраллитных почв в результате гидротермального поствулканического воздействия.

Очень важна для понимания почвообразования теория экзогенеза, предложенная В.О. Таргульяном, раскрывающая закономерности воздействия разных факторов на поверхность тел. Итог такого воздействия – формирование профиля в верхнем слое тел (в случае почвы – профиль, состоящий из генетических горизонтов). Все такие тела, подвергшиеся воздействию процессов экзогенеза, состоят из однотипных горизонтов: верхнего, обычно сильно измененного, второго, слабо измененного и третьего исходного горизонта.

Биогеохимия почв

Почвенная биогеохимия изучает реакции органических соединений в почвах, их разложение и преобразование, а также поведение разных элементов, (в тои числе тяжелых металлов). Развитие этого направления в почвоведении стало

особенно актуальным в настоящее время, при усилении процесса загрязнения биосферы и превращения его в глобальный процесс. Появление в почвах ксенобиотиков, органических соединений, чуждых почвам, приводит к их загрязнению, к возникновению токсичных для живых организмов почв. Биогеохимия изучает также движение элементов по трофическим цепям и сетям. Основоположником биогеохимии по праву является В.И. Вернадский. Много сделали для развития этого направления в науке Б.Б. Полынов, В.В. Ковальский, А.П. Виноградов, В.В. Добровольский, Н.Г. Зырин, Д.С. Орлов, Н.А. Лукина, В.В. Никонов, А.М. Ковалевский и др. За рубежом биохимические реакции органического вещества почвы изучали М. Шницер, Ф. Флайг. Очень много исследований по загрязнению почв тяжелыми металлами проведено в Германии, Англии, Франции, Японии (Д. Аочи, У. Фармер, М. Хоффмман и др.). Особенно много работ посвящено разложению пестицидов в почве, в том числе роли почвенных катализаторов в этом разложении. Большое внимание уделено распределению тяжелых металлов в почвах и растениях (Л. Адрано, Х. Селим, Д. Спаркс), поведению нитратов в биосфере и почвах (Дж. Хирондел). Направление этих исследований пока сугубо прикладное, так же, как исследования по загрязнению почв радионуклидами (Р.М. Алексахин, А.И. Щеглов, А.Б. Лысиков и др.).

Много работ почвоведов в настоящее время посвящено взаимодействию органического вещества почв с тяжелыми металлами, радионуклидами и пр. (Х. Селим, Дж. Шнайдер, Д.С. Орлов и др.). В этот раздел входят также работы по изучению взаимодействия загрязнителей (органических веществ, тяжелых металлов) с почвенными минералами.

Поведение разных элементов в почвах, их поступление в раствор, в растения, фиксация почвенными минералами и гумусом широко изучается почвоведами (А.И. Перельман, В.В. Добровольский, А.С. Манучаров, Г.В. Харитонова, А.И. Обухов, Г.В. Мотузова, В.Б. Ильин). Установлено влияние поглощенных катионов на такие макроморфологические свойства почвы, как агрегатное состояние их, пластичность и т.п. Биогеохимия в настоящее время имеет громадное прикладное значение в связи с глобальным загрязнением почв. Но не менее важен ее теоретический аспект, так как существуют данные о нейтрализации почвой вредного действия тяжелых металлов на живые организмы. Фиксация элементов минералами и гумусом приводит к переводу растворимых соединений в нерастворимые и исключение их из биологического круговорота. Следует обратить внимание на возможность образования новых модификаций минералов в результате биогеохимических процессов в почвах (В.Ф. Бабанин, Ю.Н. Водяницкий, Т.А. Соколова).

За рубежом такие работы занимают сейчас одно из первых мест по количеству публикаций. Они стали возможны благодаря коренной революции в аналитическом оборудовании и методах исследования почв, осуществленной почвоведами и экологами зарубежных стран. Появилось новое поколение приборов, позволяющих определять очень низкие концентрации разных веществ в почвах и других объектах. Следует отметить, что российские ученые имеют приборы, по точности и разрешающей способности превосходящие зарубежные аналоги (Т.Т. Басиев, Институт общей физики, РАН), но они существуют лишь в авторском исполнении и не запущены в производство. В то же время организация постоянного мониторинга за состоянием почв требует внедрения в практику таких приборов.

Классификация почв

Классификация почв – одна из важных проблем почвоведения. Краеугольный камень почвенной классификации заложен В.В. Докучаевым. Он выделил первые типы почв: черноземы, подзолы, серые лесные, каштановые, сероземы (под именем белоземы). Им была предложена первая научная классификация именно почв, а не поверхностных образований, как было у Ф. Фаллу и В. Кнопа. Применив профильный метод исследования почв, В.В. Докучаев тем самым нашел главный метод классификации, основанный на диагностических горизонтах. Выделив нормальные, анормальные и переходные почвы, Докучаев обозначил три пути образования почв: на элювии, при поступлении материала сверху на поверхность почв, и переходные, которые образуются при освоении элювия и одновременном, но не постоянном поступлении материала сверху. Н.М. Сибирцев изменил основы этой классификации, выдвинув на первый план принцип зональности (развивая идею В.В. Докучаева о зональности почв). Эти принципы классификации уже в XX веке были раскрыты более подробно К.Д. Глинкой и Я.Н. Афанасьевым. В 60-х годах прошлого века полная почвенная классификация была разработана Е.Н. Ивановой и Н.Н. Розовым. Затем эта классификация была уточнена В.М. Фридландом. До 70-х годов российская классификация почв лежала в основе почти всех классификаций, использованных во многих странах мира. Но Почвенная служба США под руководством Г. Смита разработала новую классификацию почв, где был использован принцип В.В. Докучаева, а названия таксонов почв создали на основании греческих и латинских корней. Названия почв в этой классификации строятся по принципу «матрешки». Название более низкого таксономического ранга присоединялось к названию более высокого (наиболее характерный слог этого названия). Классификация опубликована в монографии «Таксономия» (Taxonomy), которая переведена на русский язык.

В конце 1990-х годов в России была опубликована новая классификация почв, в значительной степени опирающаяся на предыдущую классификацию почв СССР (Л.Л. Шишов, В.Д. Тонконогов). В то же время на Западе была разработана в рамках ЮНЕСКО новая международная классификация для базы почвенных данных. Очевидно, настало время введения в общее пользование международных классификаций. Следует отметить, что все классификации опираются на принципы выделения почв, предложенные В.В. Докучаевым, и в этом смысле ни одна из них не противоречит докучаевскому почвоведению. (Некоторые российские почвоведы критиковали американскую классификацию, как отступление от принципов В.В. Докучаева, но это было ошибочное заключение). Различаются лишь объемы крупных таксонов (типы, большие группы, классы и т.п.) и названия почв. Можно надеяться, что в конечном итоге восторжествует подход, предложенный К. Линнеем, и международная классификация будет выработана, согласована и принята всеми странами.

Экологические функции почв

В последние годы в почвоведении наметилось совершенно новое направление – экологическое (Г.В. Добровольский, Е.Д. Никитин). К этому направлению примыкает положение А.П. Травлеева и А.Л. Бельгарада об экологическом соответствии почв растениям. Почва – экологическая среда для растений, животных и микроорганизмов, она служит местом их поселения, а для растений – непосредственным источником питательных веществ и воды. Почва перерабатывает есте-

ственные отходы экосистем в гумус и освобождает питательные вещества из этих отходов. Почва – связующее звено между гетеротрофами и автотрофами; биологический круговорот, который идет по трофическим сетям, замыкается в конечном итоге на почву, и с нее же начинается новый цикл круговорота питательных веществ. Появление у горной породы экологических функций знаменует ее превращение в почву. Этот раздел почвоведения пока в основном разрабатывается в России, хотя проведенная Международная конференция в августе 2001 г. показала, что это направление привлекает исследователей других стран. За рубежом изучают отдельные экологические функции почв: поступление питательных веществ из почвы в растения, разложение пестицидов и других ксенобиотиков, фиксация тяжелых металлов. Но рассмотрение экологических функций почв в целом впервые было предпринято в нашей стране. Особое внимание привлекает пока малоизученная экологическая функция – информационная. Почва в ряде случаев задерживает прорастание семян, сохраняя их в жизнеспособном состоянии много лет. Когда условия изменяются, почва выступает как источник сигнала, вызывающего пробуждение семян. Аллелопатическое воздействие растений друг на друга также часто идет через почву, где соответствующие химические вещества могут нейтрализоваться достаточно быстро или сохраняться значительное время, угнетая определенные виды растений. Эта проблема связана с молекулярными механизмами, действующими в почве.

Молекулярное почвоведение.

В конце XX века, наряду с молекулярной биологией, которая признана всеми, возникло молекулярное почвоведение, сам факт существования которого не вызывает сомнения, но основные принципы до сих пор не сформулированы. Молекулярное почвоведение изучает те реакции в почве (на молекулярном уровне), которые определяют свойства почв, различия их морфологических, химических и физических параметров. Работы в этой области почвоведения связаны с именами К.К. Гедройца, Г. Вигнера, С. Маттсона, В.А. Чернова, И.П. Сердобольского, Е.П. Троицкого, Д.С. Орлова, А.Д. Воронина, В.Ф. Бабанина, А.Д. Фокина, С.Н. Чукова и многих других. За рубежом это направление развивали и развивают А. Мелиш, И. Баршад, Г. Спозито, А.Ф.Дж. Стевенсон, М.Дж. Лолл, Р.А. Олсен, С.Р. Олсен, Е. Мак Лин и др. Эти работы включают взаимодействие почвенного гумуса и минералов с катионами и ионами почвенных растворов, анализ изменения ряда свойств почв при насыщении их разными катионами. Особое внимание уделяется превращениям органических веществ в почвах, в том числе белкам, сахарам, аминокислотам, липидам, лигнинам.

Обзор развития почвоведения в XX веке позволяет наметить несколько наиболее перспективных направлений, где должны развернуться глубокие исследования в XXI веке.

1. *Почвенные процессы.* В России имеются хорошо подготовленные кадры, но очень слабая техническая база. Постоянно работает лишь считанное количество лизиметрических установок, станций слежения за динамичными процессами в почве, что широко развито в Германии, странах Скандинавии, США.

2. *Палеопочвоведение.* В настоящее время это направление в России по методологии опережает аналогичные исследования за рубежом. Широко используются такие новые подходы, как магнитные измерения, определение возраста почв разными методами, хотя в технических вопросах отмечается отставание от зару-

бежной науки. У нас широко распространен метод определения гумуса по ^{14}C, другие методы почти не употребляются, в то время как за рубежом используют термолюминесцентный метод. Сейчас в России на физическом факультете МГУ разрабатывается магнитный метод определения возраста почв и почвенных горизонтов (В.И. Трухин, П.А. Милонов), который очень перспективен, в особенности при археологических исследованиях.

3. *Генезис основных почв мира.* В этой области почвоведения российские почвоведы традиционно сильнее зарубежных, В России много хорошо подготовленных кадров и много новых идей. Развитие генетического почвоведения за рубежом часто сдерживается тем, что территория многих стран ограничена по набору почвенных типов (почвенных групп). Кроме того, практицизм почвоведов этих стран заставляет их часто игнорировать генетические аспекты. Они обращают больше внимания на свойства почв, важные для того или иного практического их использования.

4. *Массоперенос в почвах и экосистемах, включая конденсацию воды.* Проблема важна почти для всех разделов почвоведения (физики, химии, биологии, генезиса почв и др.). Она очень широко исследуется за рубежом и очень ограниченно в России, хотя важность этой темы не вызывает сомнения. Обеспеченность этой области науки кадрами достаточная, но исследованиям мешает недостаток современного оборудования. Работы российских почвоведов показали, что микро-, мезо-, макронеоднородности почвы затрудняют изучение массообмена. Неоднородность почвы приводит к тому, что изучение перемещения в ней веществ, поступления и передвижения их в почве, потребления их растениями сопряжено с рядом методических трудностей. Может быть, именно поэтому массопереносу веществ в почве посвящено самое большое количество работ. Среди них следует выделить публикации Дж. Филиппа, И.И. Судницына, почвоведов школы А.Д. Воронина (Е.В. Шеин, А.В. Смагин и др.), А.М. Глобуса. Много работ опубликовано по потреблению растениями питательных веществ из почвы (Н.П. Ремезов, Н.И. Базилевич), рассолению почв (Ф.И. Козловский, В.Р. Волобуев, В.М. Боровский и др.). Именно в этом разделе почвоведения особую роль должны сыграть методы с использованием изотопов (в том числе, стабильных, например, ^{11}C, ^{15}N и др.). Это направление развивается сейчас в ряде лабораторий (Е.И. Моргун, Э.А. Муравин). Они опираются на теорию изменения изотопного состава элемента при вступлении его в химические реакции (А.А. Ивлиев). Изотопный анализ позволяет определить источник данного соединения (элемента) в почве. Так, благодаря изотопному составу кислорода установлено, что рыхлый материал гор Кореи и Восточного Китая сложен мелкоземом, принесенным из Центрально-Азиатских пустынь.

В связи с дефицитом воды, загрязнением, вторичным засолением пахотных и городских почв проблема движения веществ в почвах и поступления их в растение – одна из самых кардинальных в современном почвоведении. Вода в почве – единственный радикальный фактор борьбы с опустыниванием. Анализ движения воды в естественных почвах пустыни и особенности водного режима пустынных экосистем может выявить новые факторы и использовать новые приемы для поддержания искусственных экосистем в пустынях. Высказанная Э.Н. Благовещенским в 60-е гг. прошлого века мысль о высокой интенсивности процессов конденсации воды в пустынных почвах (почвах сухих субтропиков) может оказаться наиболее конструктивной для решения проблем водообмена в экосистемах пустынь.

Анализ массопереноса уже вызвал к жизни ряд самых новых методов, таких как электрозондирование почв, изучение их магнитных параметров и пр. С массопереносом в почвах связано питание растений и организация адаптивного земледелия (В.И. Кирюшин).

В мировой научной практике сейчас используется несколько моделей движения воды в почвах (Д. Филипп, В. Гарднер и др., США), разрабатывается концепция: почва – реактор (Д. Рихтер, Германия), широко внедряются представления о химическом потенциале основных питательных веществ в почвах (Е. Мак Лин, Г. Спозито, Ф. Кларк, США; Т.А. Соколова, О.П. Медведева, Россия).

С массопереносом связана проблема появления в почве новообразований (ортштейнов, ортзандов, псевдофибр, журавчиков, белоглазки и пр.). Имеются работы Ф.Р. Зайдельмана, А.С. Никифоровой, В.В. Добровольского и др., но о механизмах этих новообразований известно пока очень мало.

5. *Экологические функции почвы.* Проблема сформулирована Г.В. Добровольским и Е.Д. Никитиным. Она отражает роль почвы в биосфере и антропосфере (включая агросферу и техносферу) и конкретизирует воздействие почвы на все остальные компоненты природы. Эти исследования позволяют по-новому оценить роль почвы и отдельных ее свойств в экосистеме, подойти конкретно к выявлению степени деградации почв в разных условиях, понять эволюцию почвы, представив ее как усложнение экологических функций.

6. *Взаимодействие поверхности почвенных частиц с растворами, растениями, другими компонентами почвы, включая абиотический катализ.* В этом разделе большое внимание должно быть уделено проблеме взаимодействия воды с поверхностью почвенных частиц. Химическому взаимодействию поверхности почвенных частиц с растворами, корнями растений также посвящено много работ (К.К. Гедройц, С.Н. Алешин, Д.С. Орлов, А.А. Понизовский, Д.Л. Пинский, Т.А. Зубкова, Г. Вигнер). Число исследований, посвященных каталитическому действию абиотической части почвы, ограниченно. Большие перспективы у работ, посвященных изучению взаимодействия минералов (смектитов, каолинитов и многих других) с пестицидами, а также роли поверхности минералов в разложении ксенобиотиков в почвах.

7. *Изоморфные замещения в почвенных минералах и их роль в формировании почвенных свойств.* Этот раздел ключевой в понимании таких почвенных процессов, как поглотительная способность почв, разрушение почвенных минералов, сорбция воды и органических веществ на поверхности почвенных частиц (минералов), педолиз (выветривание породы под воздействием почвы). В этой проблеме много принципиальных, еще не решенных вопросов, хотя некоторые ее аспекты, в частности изучение изоморфного обмена атомов железа в кристаллической решетке (В.Ф. Бабанин, В.В. Добровольский, Ю.Н. Водяницкий, А.В. Иванов), успешно решаются. С этой проблемой смыкается другая: влияние сорбированных почвенными коллоидами (почвенным поглощающим комплексом) катионов на водные и физические свойства почв.

8. *Электрические и магнитные свойства почв.* Разработанные на основе исследования В.Ф. Бабанина (магнитные свойства почв), и А.И. Позднякова (электрические свойства почв) методы можно широко использовать в почвенных исследованиях, включая картирование, мониторинг, оценку деградации, определение скорости почвообразовательных процессов и пр. За рубежом такие исследования только начинаются.

9. *Молекулярное почвоведение.* Развитие этого раздела почвоведения включает множество аспектов, связанных с установлением молекулярных реакций в почвах, их термодинамических условий, проявлением в свойствах почв более высокого уровня организации.

10. *Роль микроорганизмов, почвенной фауны и абиотических процессов в разложении органического веществ и образовании гумуса.* Важное направление, требующее организации и проведения комплексных исследований.

11. *Исследование радионуклидов в почвах.* Эти работы имеют очень важное прикладное значение. Вместе с тем они позволяют разрабатывать принципиальные теоретические проблемы почвоведения (массоперенос, направление почвообразования, молекулярные механизмы почвообразования). Работы Р.М. Алексахина, Ф.А. Тихомирова, А.И. Щеглова, А.Б. Лысикова и др. показывают важность этого направления.

В ближайшем будущем актуальными будут исследования по седующим проблемам.

– Расшифровка строения почвенного гумуса с использованием новейших подходов биохимии, а также выяснение закономерностей химического взаимодействия в почве смесей веществ, в том числе и органических. Химия смесей становится новой отраслью науки и не только почвоведения. Одновременно более широкое развитие получают молекулярное почвоведение и биогеохимия. В этом контексте приобретает особое значение изучение констант и условий равновесия химических веществ в почвах (Л.А. Воробьева).

– Влияние ультрафиолетового излучения на биосферу, ее эволюцию и устойчивость, что не в последнюю очередь связано с проблемой озоновой дыры. Особое место занимает проблема формирования хорошо гумусированных почв в высокогорьях, где активность ультрафиолетового излучения очень высока.

– Механизмы анабиоза вирусов в почве и возможное образование из безобидных микроорганизмов (вирусов) при уничтожении естественных экосистем новых патогенных форм. Антропогенное разрушение устоявшихся связей в природе уничтожает существующие экологические ниши у микроорганизмов и заставляет их искать новые. Результаты эволюции микроорганизмов в результате изменения экологических условий непредсказуемы. Возможно, что эпидемия спида связана именно с этим явлением: вырубкой лесов в Африке и снижением численности обезьян – бывших хозяев вируса спида. Разрегулирование биогеоценотических связей в связи с уничтожением естественных экосистем может привести к появлению новых заболеваний у человека и животных. Почва может сохранять долгое время множество вирусов и патогенных микроорганизмов.

– Изучение педолиза – химического разрушения геологической породы под воздействием почвы. Включает также прикладной аспект: разрушающее действие почвы на подземные коммуникации, трубопроводы, фундаменты сооружений и пр.

– Выделение парниковых газов из почвы и сток их в почву.

– Анализ биологически активных веществ в почве (включая ингибиторы и стимуляторы). Сюда входят работы по «почвенной» аллелопатии, когда выделяемые растениями и микроорганизмами биологически активные вещества накапливаются в почвах (И.Ф. Комиссарова) и через почву воздействуют на другие растения.

– Компартментация в почве – образование специфических центров активности для разных веществ циркулируюших с почвенным раствором или диффузно распространяющихся по почвенной матрице.

– Генезис естественных почвенных агрегатов.

– Дистанционные методы исследования почвы.

– Создание геоинформационных систем (ГИС).

– Создание ГИС включает составление самых разных карт для последующего совмещенного их анализа. Работа потребует создания международной классификации и кадастра почв с углубленной их оценкой. Хотя эта проблема на первый взгляд выглядит как сугубо прикладная, но только четкое разграничение почв, построенное на всестороннем учете их свойств, может служить информативной базой для развития детальных исследований в почвоведении. По существу все работы на земле – лесохозяйственные, мелиоративные, сельскохозяйственные, использование земель под другие хозяйственные нужды – определяются кадастровой стоимостью почв на конкретных территориях. Существует достаточно большое количество уникальных почв, продукция которых обладает высоким, часто непревзойденным качеством. К таким почвам можно отнести красно-бурые почвы Красного Камня (Крым), дерново-карбонатные Московской области и пр. Проблема сохранения таких почв, их учет, внесение в красную книгу непосредственно смыкается с созданием кадастра почв России.

Научное издание

Лев Оскарович Карпачевский

ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЧВОВЕДЕНИЕ

Редактор *Г.Ю. Бутузова*
Компьютерная верстка *Р.И. Недумова*

Подписано к печати 05.06.2005
Формат 70x100 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м^2
Гарнитура Таймс. Печать офсетная.
Уч.-изд. 30,0. Тираж 400 экз.
Тип. ВТИИ. Москва, зак. №

Издательство ПК ГЕОС
Изд. лицензия *ИД* № 01613 от 19.04.2000
125315, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (095) 152-19-14, тел. 230-80-92.
Факс: (095) 953-07-60
E-mail: geos@ginras.ru