

ВЫСШЕЕ ОБРАЗОВАНИЕ

*А.И. Горбылева, В.Б. Воробьев,
Е.И. Петровский*

ПОЧВОВЕДЕНИЕ

УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ



УДК 631.4:55(075.8)
ББК 40.3я73+26.3я73
Г67

Рецензенты:

кафедра почвоведения и геологии Белорусского государственного университета (зав. кафедрой — доктор сельскохозяйственных наук *Н.В. Клебанович*);
зав. сектором методики картографирования и бонитировки почв РУП
«Институт почвоведения и агрохимии», доктор сельскохозяйственных наук *Г.С. Цытрон*

Горбылева, А.И.

Г67 Почвоведение : учеб. пособие / А.И. Горбылева, В.Б. Воробьев, Е.И. Петровский ; под ред. А.И. Горбылевой. — 2-е изд., перераб. — Минск : Новое знание ; М. : ИНФРА-М, 2012. — 400 с., [2] л. ил. : ил. — (Высшее образование).

ISBN 978-985-475-495-6 (Новое знание)

ISBN 978-5-16-005677-7 (ИНФРА-М)

Подробно изложены основные понятия современного почвоведения. Даны общие представления о генезисе, классификации и географии почв мира. Отражены вопросы повышения плодородия почв, их качественной оценки; описаны типы и виды эрозии и меры борьбы с ней, деградация почв и способы их охраны. Уделено внимание почвенным картам, а также принципам их составления и использования.

Для студентов агрономических специальностей.

УДК 631.4:55(075.8)

ББК 40.3я73+26.3я73

ISBN 978-985-475-495-6 (Новое знание)

ISBN 978-5-16-005677-7 (ИНФРА-М)

© Горбылева А.И., Воробьев В.Б.,
Петровский Е.И., 2012

© ООО «Новое знание», 2012

Подписано в печать 25.03.2012. Формат 60×90 ¹/₁₆.
Бумага офсетная. Гарнитура Школьная. Печать офсетная.

Усл. печ. л. 25,0+0,25. Уч.-изд. л. 24,47+0,26.

Тираж 800 экз. Заказ № 5758.

ТК 181800-11505-250312

Общество с ограниченной ответственностью «Новое знание».

ЛИ № 02330/0552555 от 08.04.2009.

Ул. Шаранговича, 7-2136, Минск, Республика Беларусь.

Почтовый адрес: а/я 79, 220050, Минск, Республика Беларусь.

Телефон/факс: (10-375-17) 211-50-38

E-mail: nk@wnk.biz

http://wnk.biz

ООО «Научно-издательский центр ИНФРА-М»

127282, Москва, ул. Полярная, д. 31В, стр. 1

Тел.: (495) 380-05-40, 380-05-43. Факс: (495) 363-92-12

E-mail: books@infra-m.ru http://www.infra-m.ru

Отпечатано в ОАО ордена «Знак Почета» «Смоленская областная типография им. В. И. Смирнова». 214000, г. Смоленск, проспект им. Ю. Гагарина, 2.

Оглавление

От авторов	7
Введение	8

РАЗДЕЛ I. ОБЩАЯ СХЕМА ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНОГО ПРОЦЕССА. ФАКТОРЫ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Глава 1. Общая схема почвообразовательного процесса	17
1.1. Сущность процесса почвообразования	17
1.2. Стадии развития почв	20
1.3. Основные почвообразовательные процессы. Полигенетичность почв	23
1.4. Формирование почвенного профиля. Морфологические признаки почв ..	28
1.5. Микроморфологические признаки почв	34
Глава 2. Учение В.В. Докучаева о факторах почвообразования	35
2.1. Зеленые растения	36
2.2. Микроорганизмы	38
2.3. Почвенные животные	41
2.4. Климат	42
2.5. Почвообразующие породы	44
2.6. Рельеф	47
2.7. Возраст почв	48
2.8. Производственная деятельность человека	49

РАЗДЕЛ II. СОСТАВ, СВОЙСТВА И РЕЖИМЫ ПОЧВ

Глава 3. Минеральная часть твердой фазы почвы.	
Состав почвообразующих пород и почв	50
3.1. Минералогический состав	50
3.2. Гранулометрический (механический) состав	57
3.3. Химический состав	62
3.4. Содержание и формы химических элементов в почвах	64
3.5. Микроэлементы в почвах	69
3.6. Радиоактивность почв	73
3.7. Магнитные свойства почв	74
3.8. Электрофизические свойства почв	77
Глава 4. Органическое вещество почв и процессы его трансформации	78
4.1. Источники органических веществ в почве	79
4.2. Общая схема гумусообразования.	
Современные представления о гумусообразовании	81
4.3. Состав гумуса и строение гумусовых веществ	85
4.4. Формы взаимодействия гумусовых веществ с минеральной частью почвы	88
4.5. Гумусовое состояние почв	90
4.6. Значение гумуса в почвообразовании, плодородии и питании растений в пахотных почвах и его баланс	95
Глава 5. Почвенные коллоиды	98
Глава 6. Поглощительная способность почвы	104
6.1. Виды поглощительной способности	104
6.2. Емкость катионного обмена и состав обменных катионов в разных почвах	108

6.3. Поглощение почвой анионов	110
6.4. Кислотность и щелочность почв	112
6.5. Буферность почвы	119
Глава 7. Структура почвы.....	120
7.1. Способы оценки структурного состояния почвы.....	120
7.2. Факторы образования структуры почвы	123
Глава 8. Физические и физико-механические свойства почвы	125
8.1. Общие физические свойства.....	125
8.2. Физико-механические свойства	130
8.3. Регулирование физических и физико-механических свойств.....	136
Глава 9. Почвенная влага, водные свойства и водный режим почв	137
9.1. Категории и формы воды в почве	138
9.2. Водные свойства почв	143
9.3. Почвенно-гидрологические константы	149
9.4. Водный режим	151
9.5. Типы водного режима и его регулирование.....	153
Глава 10. Почвенный воздух	157
10.1. Формы почвенного воздуха.....	158
10.2. Газовый состав свободного почвенного воздуха	160
10.3. Дыхание почвы	161
10.4. Роль макрогазов в почвообразовании и развитии растений	162
10.5. Аэрация и воздушные свойства почв	163
10.6. Воздушный режим почв	165
Глава 11. Тепловые свойства и тепловой режим почв	167
11.1. Тепловые свойства	168
11.2. Тепловой режим	170
Глава 12. Почвенный раствор и окислительно-восстановительные процессы в почвах	174
12.1. Химический состав, концентрация и реакция почвенного раствора.....	175
12.2. Окислительно-восстановительные процессы	177
12.3. Типы окислительно-восстановительных режимов	180
Глава 13. Плодородие почв	181
13.1. Формирование представлений о почвенном плодородии.....	182
13.2. Виды почвенного плодородия	183
13.3. Факторы и условия плодородия.....	184
13.4. Воспроизводство плодородия	190
13.5. Процесс окультуривания и степень окультуренности	191
13.6. Оптимальные параметры почвенного плодородия.....	193
13.7. Мероприятия по управлению почвенным плодородием.....	197
13.8. Модели почвенного плодородия	198

РАЗДЕЛ III. ГЕНЕЗИС (ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ), КЛАССИФИКАЦИЯ И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Глава 14. Классификация почв	205
14.1. Принципы классификации почв	205
14.2. Принципы классификации и систематики почв Беларуси.....	209
14.3. Система таксономических единиц	212
14.4. Номенклатура и диагностика почв.....	214

Глава 15. Почвенно-географическое районирование	215
15.1. Закономерности географического распределения почв	215
15.2. Таксономические единицы почвенно-географического районирования	217
15.3. Почвенно-географическое районирование территории Республики Беларусь	218
15.4. Структура почвенного покрова	223
Глава 16. Полярный (холодный) пояс (почвы арктической и субарктической зон)	225
Глава 17. Бореальный (умеренно холодный) пояс. Тайжно-лесная зона	227
17.1. Условия почвообразования	228
17.2. Подзолистые почвы	231
17.3. Дерновые почвы	236
17.4. Дерново-карбонатные почвы	237
17.5. Дерновые заболоченные почвы	240
17.6. Дерновые литогенные почвы	243
17.7. Агрономическая оценка дерновых почв	244
17.8. Дерново-подзолистые почвы	245
17.9. Дерново-подзолистые заболоченные почвы	253
17.10. Болотно-подзолистые почвы	257
17.11. Болотные почвы	259
17.12. Бурые лесные почвы (бурозёмы)	268
Глава 18. Суббореальный (умеренно теплый) пояс	272
18.1. Зональные почвы лесостепной зоны	272
18.1.1. Условия почвообразования	273
18.1.2. Генезис	273
18.1.3. Классификация, строение, свойства и агрономическая оценка	275
18.2. Чернозёмные почвы лесостепной и степной зон	279
18.2.1. Условия почвообразования	279
18.2.2. Генезис	281
18.2.3. Классификация	284
18.2.4. Состав и свойства	286
18.2.5. Сельскохозяйственное использование	289
18.3. Каштановые почвы зоны сухих степей	291
18.3.1. Условия почвообразования	291
18.3.2. Генезис	292
18.3.3. Классификация, свойства и сельскохозяйственное использование	293
18.4. Солончаки, солонцы, солоды	296
18.4.1. Солончаки	297
18.4.2. Солонцы	302
18.4.3. Солоды	308
18.5. Бурые почвы полупустынной зоны	311
18.5.1. Условия почвообразования	312
18.5.2. Генезис	313
18.5.3. Классификация, свойства и сельскохозяйственное использование	314
18.6. Серозёмы	317
18.6.1. Условия почвообразования	318
18.6.2. Генезис	319
18.6.3. Классификация, свойства и сельскохозяйственное использование	319

Глава 19. Субтропический (теплый) пояс	323
19.1. Почвы зоны сухих субтропических степей, ксерофитных лесов и кустарников.....	323
19.1.1. Условия почвообразования.....	324
19.1.2. Серо-коричневые почвы.....	324
19.1.3. Коричневые почвы.....	325
19.2. Почвы влажных субтропических лесов.....	327
19.2.1. Условия почвообразования.....	327
19.2.2. Краснозёмы.....	328
19.2.3. Желтозёмы.....	329
19.2.4. Сельскохозяйственное использование краснозёмов и желтозёмов.....	331
Глава 20. Тропический пояс	332
20.1. Почвы тропических лесов.....	333
20.2. Почвы тропических островов.....	335
20.3. Почвы саванн.....	337
Глава 21. Пески и песчаные почвы	339
Глава 22. Почвы горных областей	340
Глава 23. Почвы пойм и дельт рек	344
23.1. Условия почвообразования и генезис.....	344
23.2. Классификация, свойства и сельскохозяйственное использование.....	349
23.3. Аллювиальные дерновые и дерновые заболоченные почвы.....	350
23.4. Аллювиальные болотные почвы.....	353
23.5. Аллювиальные старопойменные дерновые и дерновые заболоченные почвы.....	355
Глава 24. Эрозия почв и меры борьбы с ней	359
24.1. Типы и виды эрозии.....	359
24.2. Районы распространения эрозии. Вред, причиняемый эрозией.....	361
24.3. Комплекс противоэрозионных мероприятий на территории Беларуси....	365
Глава 25. Деградация почв и их охрана	368
25.1. Факторы деградации почв.....	369
25.2. Почвенно-экологический мониторинг.....	374
Глава 26. Почвенные карты, принципы их составления и использования в сельскохозяйственном производстве	377
26.1. Принципы составления почвенных карт.....	377
26.2. Виды почвенных карт.....	378
26.3. Использование материалов крупномасштабного картографирования в сельскохозяйственном производстве.....	384
Глава 27. Принципы агропроизводственной группировки и качественной оценки почв	385
27.1. Агропроизводственная группировка почв.....	385
27.2. Бонитировка почв и оценка земель.....	387
Глава 28. Почвы мира	393
28.1. Количественные показатели распределения почв мира.....	393
28.2. Земельные ресурсы мира.....	395
Рекомендуемая литература	399

От авторов

Почвенный покров является основой основ высокопродуктивного сельского хозяйства. Глубокое знание его особенностей возможно лишь при установлении связи между строением, составом, свойствами почвы в зависимости от состава горной породы, на которой сформировалась почва, типа растительности, климата, рельефа. Таким образом, почва, как самостоятельное естественноисторическое тело, представляет собой как бы фокус, в котором сконцентрированы результаты множества процессов, происходящих на поверхности Земли; тело, обладающее плодородием и изменяющееся под влиянием внешних условий, особенно хозяйственной деятельности человека.

Почвоведение — это научная основа земледелия и экологизации сельского хозяйства.

В пособии учение о почве изложено с агрономических позиций, в соответствии с учебными программами для агрономов специальности 1.74.02.05 «Агрохимия и почвоведение» и др. Описаны генезис, эволюция и особенности использования в сельскохозяйственном производстве основных типов почв. При этом обращается внимание на различные виды деградаций (эрозия, дегумификация, уплотнение, переувлажнение и ряд других), проявляющихся под влиянием как природных, так и антропогенных факторов.

Учебное пособие написано авторским коллективом в следующем составе: доктор сельскохозяйственных наук, профессор А.И. Горбылева — «Введение», главы 1–6, 12–15, 18, 24–28; кандидат сельскохозяйственных наук, доцент В.Б. Воробьев — главы 7–11, 16, 19–22; кандидат сельскохозяйственных наук, доцент Е.И. Петровский совместно с А.И. Горбылевой — главы 17, 23, 26.

Авторы выражают сердечную благодарность докторам сельскохозяйственных наук Г.С. Цытрон и Н.В. Клебановичу за рецензирование рукописи и ценные указания, сделанные ими в процессе рецензирования.

ВВЕДЕНИЕ

Почва представляет собой небольшой по мощности поверхностный слой земной коры, в котором создаются условия наиболее активного взаимодействия атмосферы, литосферы, растительных и животных организмов. Так как все взаимодействия осуществляются через почву, она является важнейшим компонентом сложнейших природных систем — биогеоценозов, экосистем, биосферы.

Почва — относительно маломощный, по сравнению с отложениями горных пород, поверхностный плодородный слой суши, который участвует во всех важнейших процессах трансформации и миграции веществ, протекающих в биосфере. На ней развивается основная часть зеленых растений Земли, которые являются важнейшим источником пищевого и биоэнергетического материала для всех обитателей планеты. Зеленые растения поддерживают определенный уровень содержания кислорода в атмосфере. В почве разлагается вплоть до газообразных продуктов огромное количество растительного опада, и таким образом поддерживается постоянный состав атмосферы, плодородие и естественная эволюция почвы.

Основным свойством почвы является **плодородие** — способность удовлетворять потребности растений в элементах питания, воде, обеспечивать их корневые системы достаточным количеством воздуха, тепла для нормальной деятельности и создания урожая. Именно это качество почвы отличает ее от горной породы.

Почвенные ресурсы составляют ничем не заменимое национальное богатство, которое надо правильно ценить и умело использовать. Рациональное использование земельных ресурсов немыслимо без детального изучения почвенного покрова территории государства, его количественного и качественного состава и особенностей. Без этого невозможно применение дифференцированной системы агротехники возделывания сельскохозяйственных растений, определение структуры посевных площадей, выбор путей повышения плодородия почв.

Почвоведение — фундаментальная естественноисторическая наука о почвах, их происхождении и развитии (генезисе), строении, распространении, роли и функции в биосфере, о формировании свойств и режимов почв, определяющих их главное свойство — плодородие.

Почвоведение является одной из центральных агрономических дисциплин, так как знания о почве любой страны являются тем фундаментом, на котором строится разработка научно обоснованных севооборотов, систем удобрения, проектов мелиорации земли и правильной организации территории, приемов возделывания сельскохозяйственных

культур и т.д., что в итоге определяет рациональное использование почв как основного средства сельскохозяйственного производства.

Основоположником научного почвоведения является русский ученый В.В. Докучаев (1846—1903), который дал первое определение почвы (1879): «Под почвой следует понимать исключительно те “дневные” или близкие к ним горизонты горных пород (все равно каких), естественно измененные совместным воздействием воды, воздуха и различного рода организмов — живые и мертвые...». Почва — глобальное образование, «одевающее» пластом толщиной в несколько метров материи. С почвой связано все живое на Земле: растения, животные, микроорганизмы. Почва — «основа-подошва»: четвертое царство природы после царства минералов, животных и растений. В.В. Докучаев доказал, что почвы являются результатом сложного взаимодействия горных пород, климата, растительных и животных организмов, рельефа и возраста почв (продолжительность и скорость почвообразования). Связь между этими факторами он выражал формулой

$$П = f(K \cdot Г \cdot О \cdot Р) T,$$

где почва (П) представлена как функция f от климата (К), горных пород (Г), организмов (О), рельефа (Р), умноженная на время (Т).

Почва в природе занимает особое место, в ее состав входят как минеральные, так и органические вещества. По выражению В.И. Вернадского, почва — биокосное тело природы. Располагаясь на границе литосферы, атмосферы и гидросферы, она формирует особую геосферу — *педосферу*, или *почвенный покров Земли*. Одновременно почва является одним из главных и сложных компонентов биосферы — области распространения жизни на Земле.

Учение о почве В.В. Докучаева обусловило концепцию о биосфере, созданную В.И. Вернадским, так как почва — тот узел, в котором сплелись сложные взаимоотношения человека с природой. Учение о биосфере становится «точкой роста» науки о почве.

Почвы — основное и незаменимое средство сельскохозяйственного производства, богатство любой страны, которое обеспечивает человека продуктами питания, а промышленность — сырьем. Почвы надо беречь, так как они являются не только предметом труда, но и в определенной мере его продуктом, поскольку человек может существенно изменять свойства почвы, сознательно направляя процесс ее развития в нужное русло.

Как естественнонаучная дисциплина почвоведение тесно связано с другими естественными науками и широко использует их методы

и достижения. Прежде всего это геология и минералогия, так как знание геологической истории местности позволяет правильно понять генезис почв и объяснить их вещественный состав (почвы наследуют свойства той горной породы, из которой они образовались). Из других наук геолого-географического цикла почвоведение находится в состоянии творческого обмена с гидрогеологией, геоботаникой, климатологией, метеорологией, биогеоценологией, петрографией, кристаллографией, физической географией, геоморфологией. Оно широко использует достижения фундаментальных наук (физики, химии, математики), наук агробиологического цикла (биологии, микробиологии, биохимии, агрохимии, физиологии растений, земледелия, луговодства, лесоводства), аграрно-экономических наук (политэкономии, землеустройства, экономики и др.).

В процессе исторического развития в почвоведении выделился ряд специализированных разделов, из которых главным является *общее почвоведение*, включающее учение о происхождении и развитии (генезисе) почв, географию почв, учение о плодородии и принципах его воспроизводства и регулирования. Внутри этих разделов соответственно выделяют физику, химию, биологию, минералогию, морфологию и энергетику почв; картографию, систематику, экологию, оценку и информатику почв; плодородие, мелиорацию, технологию, эрозию и охрану почв.

Прикладные разделы, или *частное почвоведение*, включают сельскохозяйственное (агрономическое), мелиоративное, лесное, инженерное, санитарное и экологическое почвоведение. «Принятый сейчас во многих науках так называемый экологический подход — это не что иное, как классический докучаевский подход к изучению природных явлений, сформулированных в конце XIX в. в учении о зонах и единстве почвы и факторов почвообразования» (В.А. Ковда).

Методы почвоведения включают достижения вышеперечисленных наук.

Первое место занимает разработанный В.В. Докучаевым *профильный метод*, который требует изучения почвы с поверхности на всю ее глубину.

Морфологический метод изучения почвенного профиля со времени В.В. Докучаева является базисным при проведении полевых исследований и составляет основу полевой диагностики почв.

Сравнительно-географический метод основан на сопоставлении почв и факторов почвообразования в пространстве, что позволяет изучать закономерности их географии.

Сравнительно-историческим методом исследуют прошлое почв и почвенного покрова на основе современных данных, что составляет основу науки «палеопочвоведение».

С помощью *метода почвенных ключей* детально изучаются небольшие участки; результаты переносятся на однотипные большие территориальные единицы.

При использовании *метода почвенных монолитов* отбираются монолиты ненарушенного строения, на которых затем могут моделироваться различные почвенные процессы (передвижение влаги, питательных растворов и т.д.).

При *методе почвенных лизиметров* используют разные модификации лизиметров, с помощью которых изучается миграция вод и веществ в природных почвах.

Методом почвенно-режимных наблюдений изучаются различные составляющие водного, теплового, воздушного и питательного режимов через заданные промежутки времени. Метод лежит в основе экологического мониторинга.

Балансовый метод важен для изучения кинетики почвообразования и круговорота веществ во времени.

Метод почвенных вытяжек широко используется для изучения агрохимических свойств почвы с целью определить доступные и менее доступные для растений элементы питания и свойства почвенного поглощающего комплекса.

Радиоизотопными методами изучают поведение меченых атомов в почве и экосистемах. Например, соотношение ^{12}C и ^{14}C используется для определения возраста почв.

Аэрокосмические методы включают прямое исследование земной поверхности в целях картографирования, а также изучения, например, влажности, гумусового состояния, плотности, засоления почв и т.д.

Почвенные исследования могут быть *экспедиционными* и *стационарными*. В настоящее время в почвоведении широко используются математические методы, с помощью которых формируются банки данных, обобщаются результаты исследований разного рода.

Современное генетическое почвоведение как самостоятельная естественноисторическая наука о почве отсчитывает свой возраст с 10 декабря 1883 г., со дня защиты В.В. Докучаевым докторской диссертации «Русский чернозём», в которой были сформулированы главные теоретические концепции о почве, получившие дальнейшее развитие в последующих работах. Однако накопление научных фактов о почве началось еще в глубокой древности, и многие тысячелетия практические

знания о почве передавались из поколения в поколение. Отрывочные сведения о почвах имеются в трудах ученых Древней Греции и Древнего Рима. Относительно обширными знаниями о них обладали в Древнем Египте. Первые попытки классификации почв были сделаны 4 тыс. лет назад в Китае. По И.А. Крупенникову, эмпирическая стадия развития почвоведения началась более 2...2,5 тыс. лет назад. Ученый разделил ее на следующие этапы.

1. Накопление разрозненных фактов о свойствах почв, их плодородии и способах обработки (неолит, бронзовый век).

2. Обособление первичной системы использования почв для орошения, появление способов борьбы с засолением почвы, примитивного кадастра земель (Египет, Месопотамия, Индостан, Китай, Мезоамерика) (XIX–XII вв. до н.э.).

3. Первичная систематизация сведений о почвах (греко-римская цивилизация IV в. до н.э. — IV в. н.э.), попытка их классификации (12 книг «О сельском хозяйстве» Колумеллы), первые примеры удобрения почв (Варрон), изучения географии почв (Геродот, Страбон).

4. Описание почв как земельных угодий для установления феодальных повинностей и привилегий. Появление китайских кадастров, «Геопоники» в Византии, землеоценочных актов в Германии, Англии, Франции, «Писцовых книг» в России. Оценка почв в Литве, Беларуси и Украине (IV–XVI вв.).

5. Появление агрономических трактатов Альберта Великого, Петра Кресценция; новых идей о почвах (Авиценна), о формировании почв под воздействием растений (Леонардо да Винчи). Формулирование Б. Палисси мыслей о роли почвы в питании растений (XV–XVII вв.).

6. Зарождение современных воззрений на плодородие почв и их связи с горными породами: теория гумусового питания растений Вальериуса (1761, Швеция), закон убывающего плодородия А. Тюрго (1766, Франция).

В России новые идеи о формировании почв впервые изложены М.В. Ломоносовым. Позднее В.И. Вернадский писал, что его вообще надо считать первым почвоведом, который в своих трудах «Слово о явлениях воздушных» (1753), «О слоях земных» (1763) показал, опередив В.В. Докучаева, что почва образовалась из горных пород под воздействием растений во времени.

Отцом русской агрономии является А.Т. Болотов (1766), который раньше Ю. Либиха развил теорию о минеральном питании растений. Основателем агрофизики стал И.М. Комов, который придавал большое значение наличию в почве гумуса. Его книга «О земледе-

лии» (1788) являлась энциклопедией земледелия и растениеводства. Образованию чернозема посвящены труды И.А. Гюльденштедта (президента Вольного экономического общества (1779)), членов этого общества П.С. Палласа, М.И. Афолина.

7. Расширение и углубление исследований почв и теоретических обобщений (XIX в.) (гумусовая теория А.Д. Тэера, Н.А. Кюльбея, М.Г. Павлова), зарождение идей агрономической химии в трудах Ю. Либиха, Ж.Б. Буссенго, Т. Мульдера и возникновение нового научного направления — агрокультуры химии. Второе научное направление — агрогеология — связано с именами немецких ученых К. Шпренгеля и Ф.А. Фаллу. В 1837 г. появилась монография К. Шпренгеля «Почвоведение, или Наука о почвах», где впервые использовалось слово «почвоведение». Однако ни агрокультуры химии, ни агрогеологи не могли в полной мере понять и объяснить явления, от которых зависит плодородие почв и сложное взаимодействие почвы и растений. В этот период начались дискуссии о чернозёме и появилось новое направление — почвенная картография. В 1806 г. польский геолог С. Сташиц создал первую геолого-геоморфологическую почвенную карту территории от Балтийского моря до Днепра, на которой выделялась растительная земля — чернозёмы, степи пустынные, болотные, мергелистые почвы и др. На карте А.Н. Гроссул-Толстого на территории от Прута до Ингула были нанесены четыре широтные полосы: настоящая чернозёмная, супесчано-чернозёмная, суглинистая с примесью чернозёма, глинисто-известковая с незначительной примесью чернозёма. В 1851 г. К.С. Веселовский составил первую почвенную карту России, позднее в 1879 г. появилась карта В.И. Чаславского для Европейской части России. В картах, однако, отсутствовала руководящая идея о классификации и закономерностях распространения почв, поскольку составлялись они опросным методом, без выхода в поле и поэтому, как писал В.В. Докучаев, «поражали своей беспорядочной пестротой».

8. Создание генетического почвоведения, доказательство его важнейших концепций В.В. Докучаевым в труде «Русский чернозём» (1883) и других работах («К учению о зонах природы», 1879; «Наши степи прежде и теперь», 1892, и др.). Будучи известен как активный член Вольного экономического общества, геолог по образованию, он по заданию общества 7 лет провел в степях, обобщив результаты экспедиции в труде «Русский чернозём». До него само понятие «почва» не имело определенного значения. В.В. Докучаев определил, что почва — самостоятельное природное тело, непрерывно меняющееся во времени и пространстве, установил закономерности и факторы почвообразования, выдвинул и развил идею о закономерностях пространственного рас-

пределения отдельных типов почв, на основе чего создал учение о зональности почвенного покрова. Это учение оказало большое влияние на развитие таких смежных наук, как геоботаника, физическая география, лесоводство, геохимия. В.В. Докучаев создал первую научную схему классификации почв Северного полушария. В ней выделены *бореальная, тайжная, чернозёмная, азральная и латеритная* зоны, каждая из которых характеризуется генезисом определенных почв в зависимости от климата, характера растительности, фауны, рельефа и преобладающих грунтов. В.В. Докучаев является основоположником учения о ландшафтах, из его теоретических положений вытекают методы изучения почв, основу которых составляют сравнительно-географический и профилно-морфологический. Ученым заложены также основы современной картографии почв.

Создавая науку о почве, В.В. Докучаев заботился о ее практическом применении. Его внимание привлекали вопросы поднятия русского сельского хозяйства путем правильного использования почв и повышения их производительности. Ученый подчеркивал, что всякое земледелие должно быть строго зональным. Он создал три опытных опорных пункта в Воронежской, Екатеринославской и Харьковской губерниях, где внедрил эффективные способы защиты почв от эрозии и борьбы с засухой, а также придал комплексный характер землеоценочным работам в Полтавской и Нижегородской губерниях.

В.В. Докучаев был выдающимся педагогом. Из его школы вышли Н.М. Сибирцев — автор первого учебника генетического почвоведения и заведующий первой в мире кафедрой почвоведения в Ново-Александровском сельскохозяйственном институте, директором которого был В.В. Докучаев (ныне Харьковский государственный университет имени В.В. Докучаева); К.Д. Глинка (биогеохимик), В.И. Вернадский (основатель учения о биосфере), Т.А. Земятченский (минеролог), В.П. Амалицкий (геолог), Ф.Ю. Левинсон-Лессинг (петрограф), Г.И. Танфильев (ботаник-географ), Г.Н. Высоцкий и Т.Ф. Морозов (лесоводы), А.Н. Краснов (ботаник и почвовед), Л.И. Прасолов и Б.Б. Полынов (почвоведы).

В XIX в. формируется московская школа почвоведов под руководством А.И. Сабанина, в Казани — под руководством Р.В. Расположенского. В Лесном институте в Петербурге химию почв развивал П.С. Косович.

Вторым сооснователем русского почвоведения был П.А. Костычев (1845–1895). Н.М. Сибирцев писал, что П.А. Костычеву и В.В. Докучаеву принадлежат первые два места. Как основоположник агропочвоведения, П.А. Костычев видел основную задачу почвоведения в изучении свойств почв по отношению к растениям, а все приемы агротехники

связывал со свойствами почв. Ученый показал, что плодородие почвы должно определяться не только химическими, но и физическими, биологическими методами. П.А. Костычев вложил много нового в изучение проблемы гумуса, почвенной структуры. Он является автором первого русского учебника «Почвоведение» (1886).

В тот же период в зарубежных работах преобладал агрогеологический подход к почвоведению. Основателями почвенной школы США являлись Г.В. Гигару (1833–1916) и М. Уитни (1860–1927), которым были близки докучаевские идеи. Развитие почвоведения в Европе связано с именами М.Э. Вольни и Е. Раманна (Германия), Ю. Шлезинга (Франция), С. Миклашевского (Польша), И.П. Пушкарова (Болгария) и др.

9. Завоевание докучаевским учением лидирующего положения в мире благодаря классическим работам К.Д. Глинки, К.К. Гедройца, Г.Н. Высоцкого, Д.Н. Прянишникова, С.П. Кравкова, Н.А. Димо, Д.Г. Виленского, В.А. Ковды, А.Н. Соколовского, В.Р. Вильямса, Я.Н. Афанасьева и др. (1914–1941). Проведение Международных конгрессов и выставок укрепляло международные связи. Организация в 1927 г. Почвенного института имени В.В. Докучаева в Москве, факультетов и кафедр почвоведения в университетах и сельскохозяйственных вузах способствовала развитию и утверждению агрономического почвоведения.

После Великой Отечественной войны усилия советских почвоведов были сосредоточены как на дальнейшем развитии теоретических исследований, так и на усилении роли почвоведения в рациональном использовании почв по следующим направлениям:

- ♦ разработка учения о корках выветривания и геохимии ландшафта на основе биогеохимических идей В.В. Вернадского;
- ♦ развитие школы агрохимии под руководством Д.Н. Прянишникова;
- ♦ проведение генетических и почвенно-агрономических исследований на основе изучения органического вещества (И.В. Тюрин, М.М. Кононова, Л.Н. Александрова, Д.С. Орлов и др.), почвенных процессов и режимов (А.А. Роде, И.С. Кауричев, И.Н. Скрынникова, Я.В. Пейве, И.П. Гречин и др.), агрофизических свойств (Н.А. Качинский, Ф.Р. Зайдельман, В.А. Ковда и др.), физико-химических свойств (Н.И. Горбунов, С.Н. Алёшин, Е.В. Гапон, Н.Г. Зырин, А.Ф. Тюлин);
- ♦ совершенствование методов картирования, классификации, диагностики и бонитировки почв (И.П. Герасимов, Е.Н. Иванова, Н.Н. Розов, В.М. Фридланд, И.И. Карманов, Г.В. Добровольский и др.);
- ♦ развитие учения о почвенно-биоклиматических поясах и областях мира (И.П. Герасимов, Л.И. Прасолов, Е.В. Лобова).

10. Современный период. Характеризуется интенсификацией изучения и охраны почвенного покрова мира под эгидой ООН, ФАО, ЮНЕСКО и др. В почвоведении выделились и развиваются самостоятельные разделы и направления (физика, химия, биология, минералогия, география почв) и интенсивно развивается сельскохозяйственное почвоведение. Создан Международный почвенный музей в Амстердаме с коллекцией эталонов почв мира. В 1978 г. опубликованы последние листы почвенной карты мира в масштабе 1 : 5 000 000. Разрабатываются международные проекты в системе ООН: карта деградации почв мира, методы оценки, картирования, опустынивания; классификация почв мира; социально-экономические аспекты потерь почв и ряд проектов оказания помощи развивающимся странам в охране и рациональном использовании почв.

Значительный вклад в развитие науки о почве внесли белорусские почвоведы. Особое место среди них занимает Я.Н. Афанасьев (1877—1938) — основоположник белорусской школы научного почвоведения, создатель и первый заведующий кафедрой почвоведения Белорусской сельскохозяйственной академии (1921—1935), директор Института агропочвоведения и удобрений АН БССР (1931—1938). Его деятельность как ученого-почвовода пришлась на первые десятилетия XX в. и трагически оборвалась в 1938 г. Я.Н. Афанасьев был последователем первого поколения почвоведов-докучаевцев и принадлежал к числу тех, кто развивал генетическое почвоведение и доказывал его плодотворность. Идеи белорусского ученого и установление им закономерностей при изучении почвенных процессов, общих законов генезиса и классификации почв нашли отражение в работах А.Г. Медведева, П.П. Рогового, И.С. Лупиновича, И.Ф. Гаркуши, Н.И. Смеяна, Т.А. Романовой, В.В. Жилко, А.Ф. Черныша, Г.С. Цытрон и др.

Оригинальны исследования в области почвенной энзимологии В.Ф. Купревича и Т.А. Щербаковой, трансформации использования торфяных почв Н.Н. Бамбалова и В.И. Белковского.

В настоящее время усилия почвоведов Беларуси направлены на разработку мероприятий по созданию окультуренных почв, без чего невозможно стабильное и высокоэффективное сельскохозяйственное производство на почвах с низким естественным плодородием.

При этом особое значение имеют принципы формирования почвозащитных систем земледелия в эрозионных агроландшафтах, исследования особенностей использования сельскохозяйственных земель, загрязненных радионуклидами и тяжелыми металлами, и осушенных торфяных почв.

РАЗДЕЛ I. ОБЩАЯ СХЕМА ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНОГО ПРОЦЕССА. ФАКТОРЫ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Глава 1

ОБЩАЯ СХЕМА ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНОГО ПРОЦЕССА

Почвообразование — совокупность явлений, протекающих под влиянием солнечной энергии в поверхностном слое земной коры при взаимодействии живых организмов и продуктов их распада с минеральными соединениями воды и воздуха. Общие черты современных почв сформировались в четвертичный период. Самыми древними являются тропические почвы, исчисление которых по одним данным идет с третичного периода — около 300 млн лет, по другим — 20...30 млн лет. Один метр коры выветривания в тропиках образуется за 20...77 тыс. лет и по сравнению с другими районами Земли кора выветривания здесь отличается высокой динамичностью из-за высоких среднегодовых температур и большого количества осадков. Самыми молодыми являются почвы тундры и болотные торфяные со сфагновым мхом (до 7...8 тыс. лет). Возраст почвенного покрова Русской равнины в ее северной части определяется отступлением ледника на север, а в южной — постепенной Каспийско-Черноморской регрессией и равен около 8...10 тыс. лет.

1.1. Сущность процесса почвообразования

Почвообразование начинается с момента поселения живых организмов на горных породах, движущей силой которого является взаимодействие малого биологического и большого геологического круговоротов веществ (геологический круговорот веществ называется большим потому, что он наиболее масштабный во времени и пространстве). Началом этого процесса является выветривание разных горных пород, в результате чего образуется кора выветривания, которая уже может служить материнской или подстилающей породой. Она рыхлая, водо- и воздухопроницаемая, в ней есть вторичные минералы и питательные элементы в доступных для растений соединениях. Порода постепенно обедняется зольными элементами вследствие их вымывания и вследствие того, что они уже начинают усваиваться живыми организмами.

В ранний абиотический период геологической истории это были геохимические циклы. С появлением жизни на Земле они трансформировались в биогеохимические, поскольку большая часть процессов протекает при участии живых организмов или продуктов их жизнедеятельности, а с появлением человека — в технобиогеохимические циклы, так как круговорот веществ в природе в настоящее время в значительной степени определяется деятельностью человека.

По представлению А.А. Роде, почвообразовательный процесс имеет биофизико-химический характер и представляет собой совокупность протекающих в почвенной толще явлений превращения и передвижения веществ и энергии. Основными составляющими этого процесса являются: 1) превращение минералов горной породы; 2) накопление в почве органических остатков и их трансформация; 3) взаимодействие органических и минеральных веществ и образование органоминеральных соединений; 4) накопление в верхней части элементов питания; 5) передвижение продуктов почвообразования с водой и формирование почвенного профиля.

Особенно большое значение в почвообразовании имеет малый биологический круговорот веществ, определяющий цикличность биогеохимии почвообразования. Она обусловлена цикличностью поступления на поверхность Земли солнечной энергии, что, в свою очередь, определяет продолжительность циклов развития растительных организмов, интенсивность и объем биологического круговорота. Итогом биологического круговорота является: а) извлечение организмами из горной породы питательных элементов; б) синтез биомассы и включение поглощенных элементов в сложные органические соединения; в) возврат в почву этих соединений с отмирающей биомассой в виде наземного опада и корней. В результате происходит аккумуляция питательных элементов в почве, что и формирует ее плодородие. Объем биологического круговорота, или емкость потребления элемента, определяется избирательной способностью организмов и запасом доступных соединений элемента в среде. В зависимости от экосистемы и физико-географических условий объемы биологического круговорота существенно различаются. Например, хвойные леса на единицу площади потребляют почти в 4 раза меньше калия, в 2,5 раза меньше кальция, в 3 раза меньше магния, чем широколиственные, а по потреблению азота, фосфора и серы они близки между собой (В.А. Ковда).

Наибольшее накопление органического вещества наблюдается в лесных сообществах (табл. 1.1). В субтропических и широколиственных лесах оно достигает 400...410 т/га, во влажных тропических —

Биологический круговорот веществ, ц/га (Л.Е. Родин, Н.И. Базилевич)

Растительное сообщество	Органическое вещество					Зольные элементы			
	общая биомасса	в том числе биомасса корней	ежегодный прирост	ежегодный опад	запасы органических остатков в лесной подстилке или степном войлоке	содержащиеся в биомассе	ежегодно потребляемые	ежегодно возвращающиеся с опадом	содержащиеся в лесной подстилке или степном войлоке
Арктические тундры	50	35	10	10	35	1,6	0,38	0,37	2,8
Сосняки южной тайги	2800	636	61	47	448	18,8	0,85	0,58	17,3
Ельники южной тайги	3300	735	85	55	350	27,0	1,55	1,20	13,0
Березняки	2200	505	120	70	300	21,0	3,80	2,90	16,0
Сфагновые лесные болота	370	40	34	25	1000	6,1	1,09	0,73	—
Дубравы	4000	960	90	65	150	58,0	3,40	2,55	8,0
Луговые степи	250	170	137	137	120	11,8	6,82	6,82	8,0
Сухие степи	100	85	42	42	15	3,5	1,61	1,61	0,7
Пустыни, полкустарниковые	43	38	12	12	—	1,85	0,59	0,59	—
Саванны, сухие	268	113	73	72	—	9,78	3,19	3,12	—
Субтропические лиственные леса	4100	820	245	210	100	52,8	9,93	7,95	6,0
Влажные тропические леса	5000	900	325	250	20	—	—	—	—

500 т/га. В арктической тундре биомассы накапливается столько же, сколько и в пустыне, луговые степи накапливают до 25 т биомассы. Важны при этом не только количество, но и ежегодный прирост, структура биомассы, определяемая соотношением между надземной массой и корнями, качество биомассы, определяемое в зависимости от потребления элементов питания и возврата их с опадом. Наибольшая доля корней наблюдается в луговых степях (70...88%), наименьшая — в лесах (18...26%). Наименьшие потребление и возврат органических веществ характерны для сосняков, арктических тундр и пустынь. Неодинакова скорость разложения органических остатков: в тропических лесах меньше, чем за год, отношение подстилки к опадку 0,5...0,7; в степях — 1,5, в тундре — 14, т.е. чем теплее и влажнее климат, тем быстрее разложение. В разложении участвуют главным образом членистоногие и дождевые черви, которые при численности 30 тыс. на 1 га могут переработать 1,5 т листы и смешать ее с 15 т минеральной массы.

В общем живое вещество в почве создается, разрушается, вновь возобновляется. По В.И. Вернадскому, в ней протекают «вихри жизни».

1.2. Стадии развития почв

Почвообразование — длительный процесс, зависящий от комплекса факторов, поэтому его слагаемые на разных этапах возникновения и развития почвы имеют свои особенности. В общем каждая почва в своем развитии проходит ряд последовательных стадий (рис. 1.1).

1. Стадия начального, или первичного, почвообразовательного процесса. Ведет отсчет с момента заселения горной породы организмами. Весьма длительна, поскольку из-за низкой продуктивности низших

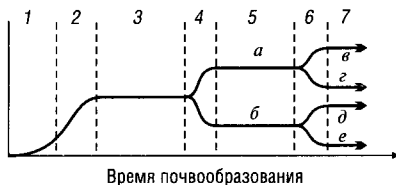


Рис. 1.1. Стадии почвообразования (В.А. Ковда, Б.Г. Розанов, 1988):

1 — начальное почвообразование; 2 — развитие почвы; 3 — климатическое состояние I; 4 — эволюция почвы по пути *a* или *б*; 5 — климатическое состояние II (*a* или *б*); 6 — новая эволюция почвы по пути *в*, *г*, *д* или *е*; 7 — климатическое состояние III (*в*, *г*, *д* или *е*)

организмов (грибы, бактерии, мхи, водоросли, лишайники) объем биологического круговорота низкий. Накопление элементов почвенного плодородия происходит медленно.

Одновременно протекает множество процессов небиологической природы: растворение – осаждение, испарение – конденсация, сорбция – диффузия, гидратация – дегидратация и другие, которые могут происходить как в почвах, так и в любых природных телах. Эти элементарные акты превращения и переноса веществ, по А.А. Роде, называются *микропроцессами*. На начальной стадии почвообразования они протекают в основном независимо друг от друга, поэтому почвенный профиль лишь в слабой степени дифференцируется на горизонте. Вместе с тем начинаются новые процессы, которые формируют специфические почвенные свойства, в результате чего в системе появляются признаки биогеохимического круговорота веществ, характерного для почв.

2. Стадия развития почвы. Она сменяет стадию начального почвообразования с момента, когда резко возрастает объем биологического круговорота вследствие расширения деятельности высших растений. В результате в почве накапливается много таких соединений, каких не было в породе и которые являются доступными для последующих поколений живых организмов. При этом трансформация каждого элемента в этих соединениях специфична, благодаря чему в почвах появляются доступные для растений минеральные соединения азота, фосфора, обменные катионы макро- и микроэлементов. Например, накопление органических остатков в виде азотсодержащих органических соединений гумусовой природы обуславливает наличие в почве минеральных соединений азота; при разложении фосфоритов и апатитов образуются доступные фосфаты; обменные катионы макро- и микроэлементов накапливаются при образовании вторичных минералов. Одновременно изменяются физические свойства твердой фазы почвы, появляются новообразования разного вида. На этом этапе микропроцессы объединяются в *мезопроцессы* (по А.А. Роде) или элементарные почвенные процессы (ЭПП) второго порядка (по И.П. Герасимову). Это гумусовая аккумуляция, оподзоливание, лессиваж, оглеение, торфообразование и др. Они формируют некоторые свойства почв. Объединение мезопроцессов в *макропроцессы* (по А.А. Роде) приводит к формированию определенных типов почв с системой генетических горизонтов, причем каждый генетический тип почвы (ГТП) характеризуется только одним свойственным ему сочетанием ЭПП, хотя отдельные ЭПП встречаются в разных сочетаниях в различных ГТП. Например, дерново-подзолистые почвы образовались при сочетании

дернового, подзолистого процессов и лессиважа, а при переувлажнении — еще и процесса оглеения. Следовательно, каждому генетическому типу почвы соответствует свой тип почвообразования.

Развитие любой системы происходит на фоне уже закончившихся процессов. В.О. Таргульян и И.А. Соколов предложили для почв такие понятия, как «*почва-память*» и «*почва-момент*». Первое — это совокупность процессов и признаков в профиле почвы, которые отражают уже закончившиеся необратимые процессы. Второе — проявление современных процессов. Расчленение почвы на горизонты — это «*почва-память*». Каждый горизонт получает разные свойства, причем по мере дифференциации горизонтов почвообразовательный процесс усложняется. Развитие генетических горизонтов — следствие почвообразования, но в то же время это и причина дальнейшего усложнения процесса почвообразования.

Стадия развития почвы может продолжаться сотни, тысячи лет и более, что зависит от развития и сочетания ЭПП во времени и изменчивости факторов почвообразования. На определенном этапе процесс почвообразования замедляется, почва достигает равновесия по главным признакам (содержание гумуса, мощность горизонтов и др.) и наступает третья стадия ее развития.

3. Стадия равновесия. Это климаксное состояние почвы, которое длится неопределенно долго. На данной стадии основные свойства почв относительно стабильны во времени, а биогеохимический круговорот способствует развитию этих свойств. Однако при этом интенсивность отдельных процессов может быть значительно больше, чем на начальных стадиях формирования почвы.

4. Стадия эволюции почвы. Она сменяет стадию равновесия в результате саморазвития экосистемы в целом или изменения одного или нескольких факторов почвообразования. При этом образуется новая почва с новым комплексом свойств. Так, например, формируются луговые почвы из болотных при обсыхании территории или, наоборот, болотные почвы при заболачивании автоморфных почв (т.е. новая почва образовалась не из породы, а из существовавшей до этого времени другой почвы).

Направление почвообразовательного процесса может многократно изменяться, что говорит о полигенетичности почвы. В связи с этим почва имеет *реликтовые* признаки от предшествующих современным стадиям формирования почв. В силу этих причин выделяют *остаточные* признаки почвы, унаследованные от материнской породы, и *рецентные*, возникшие в результате современного почвообразования.

На плодородие почвы реликтовые признаки существенно не влияют, оно зависит в основном от сочетания современных свойств и режимов почв.

1.3. Основные почвообразовательные процессы.

Полигенетичность почв

Разнообразие почв в природе обусловлено сочетанием различных типов почвообразовательных процессов в разных физико-географических зонах. По мнению В.А. Ковды, понятие типа почвообразования в настоящее время связывается с наличием или доминированием того или иного профилеобразующего элементарного почвенного процесса, общего для ряда типов почв, т.е. тип почвообразования — это преимущественное развитие какого-то профилеобразующего ЭПП. В.Р. Вильямс рассматривал многообразие почв с точки зрения единого почвообразовательного процесса, П.С. Коссович выделил шесть, К.Д. Глинка — пять, а К.К. Гедройц — четыре типа почвообразования.

Все многообразие почв в природе — в основном результат дернового (гумусово-аккумулятивного), подзолистого, болотного (гидроморфного), латеритного (ферраллитного), солонцового (галогенного) типов почвообразования.

Дерновый (гумусово-аккумулятивный) процесс — интенсивное накопление гумуса и биофильных элементов. Он развивается под воздействием многолетней травянистой растительности в условиях умеренно влажного климата и особенно энергично при периодически промывном типе водного режима на рыхлых карбонатных породах (лёссах) в лесостепной зоне. Короткий цикл развития трав (1–3 года), травянистая растительность, богатая азотом и зольными элементами при значительной доле корней (от 20...25 до 85...97% от всей фитомассы), обуславливают протекание процессов гумификации непосредственно в почве. В результате формируется мощный гумусовый горизонт, обогащенный питательными элементами, постепенно переходящий в материнскую породу. Взаимодействие гуминовых кислот с обменными катионами Са и Mg обеспечивает развитие в почве агрономически ценной водопрочной структуры. При таком типе почвообразования формируются типичный чернозём в лесостепи и обыкновенный чернозём в степной зоне. В таёжно-лесной зоне дерновый процесс протекает наиболее интенсивно на заливных лугах речных пойм. Вне поймы он происходит на карбонатных и других породах в подзоне южной тайги

(в том числе на территории Беларуси). В подзонах северной и средней тайги дерновый процесс выражен слабее и сочетается с подзолистым, в результате чего образуются дерново-подзолистые почвы.

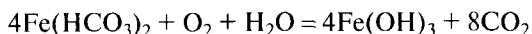
Подзолистый процесс в чистом виде развивается под пологом хвойного леса с бедной травянистой растительностью в условиях влажного климата при промывном типе водного режима на бескарбонатных породах. Древесные и растительные остатки накапливаются на поверхности почвы, они бедны азотом и кальцием, зато содержат труднорастворимые соединения, такие как лигнин, смолы, дубильные вещества. Разложение этих остатков осуществляется в основном грибной микрофлорой, что обуславливает накопление в составе гумуса фульвокислот, а в почве — низкомолекулярных органических кислот (муравьиной, уксусной, лимонной и др.), хорошо растворимых в воде. Под влиянием органических кислот, особенно фульвокислот, в верхней части почвенного профиля первичные и вторичные минералы разрушаются и продукты разрушения выносятся в нижележащие горизонты и грунтовые воды. В результате под лесной подстилкой образуется подзолистый горизонт светло-серого или белесого цвета, обогащенный кремнезёмом вследствие выноса оксидов железа, алюминия, марганца, обедненный элементами питания и илистой фракцией и имеющий кислую реакцию. Под ним образуется горизонт вымывания, в котором одна часть продуктов закрепляется, а другая выносится за пределы почвенного профиля. Иногда в иллювиальном горизонте накапливаются гумусовые вещества, тогда такие почвы называются *подзолистыми иллювиально-гумусовыми*. Типичными представителями такого типа почвообразования являются подзолистые почвы таёжно-лесной зоны. Под широколиственными лесами и на карбонатных породах подзолистый процесс протекает менее интенсивно.

Лессиваж также связан с оподзоливанием почвы. Это сложный процесс, включающий механическое проиливание и комплекс физико-химических явлений, вызывающий диспергирование илстых частиц и перемещение их с нисходящим током воды под защитой подвижных органических веществ, комплексирование и вынос железа. Он протекает под листовыми лесами при участии менее кислого гумуса и сопровождается передвижением илстых частиц из верхних горизонтов в нижние без разрушения. Развитие лессиважа усиливает слабокислая и близкая к нейтральной реакция среды.

Болотный (гидроморфный) процесс развивается под влиянием болотной растительности (моховой и осоковой) в условиях избыточного увлажнения, создаваемого грунтовыми или поверхностными водами.

В такой среде протекают два почвообразовательных мезопроцесса — оглеение и торфообразование.

Оглеение — сложный биохимический восстановительный процесс, протекающий при переувлажнении почв в анаэробных условиях при обязательном наличии органического вещества и участии анаэробных микроорганизмов. Впервые на биохимическую природу оглеения указал Г.Н. Высоцкий, введя в 1905 г. термины «глей» и «глеобразование». Главную роль в процессе оглеения играет превращение элементов с переменной валентностью (Fe, Mn, N). Значительным изменениям подвергаются соединения фосфора, в результате чего накапливаются фосфаты закиси железа типа вивианита, а при смене восстановительных условий на окислительные — труднорастворимые фосфаты оксида железа. Превращение азота сопровождается его потерями в результате развития денитрификации, продуктами восстановления серы являются H_2S и FeS , а восстановление марганца сопровождается образованием его подвижных соединений. Наиболее характерная особенность процесса оглеения — восстановление оксида железа до закисной формы. При этом образуется сначала двууглекислое железо $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$, хорошо растворимое в воде, которое при смене условий на окислительные переходит в гидроксид железа:



Гидроксид железа проявляется в виде ржавых и охристых пятен, примазок, ортштейнов и других образований при смене окислительно-восстановительных реакций. В условиях устойчивого анаэробноза закисные формы железа взаимодействуют с первичными и вторичными минералами, образуя вторичные алюмоферрисиликаты с сизоватой, голубоватой, грязно-зеленоватой окраской. Если последние придают характерную сплошную окраску всему горизонту, то такие горизонты и почвы называются *глеевыми*; если же в профиле появляются только отдельные сизовато-голубоватые пятна, то такие горизонты и почвы называются *оглеенными*. При оглеении почвы обедняются железом, марганцем и алюминием и обогащаются кремнекислотой. Это обусловлено образованием активных органических веществ кислой природы, которые и вызывают миграцию Fe, Mn и Al.

При сочетании временного избыточного поверхностного увлажнения с нисходящим током воды процессы миграции усиливаются, начинается элювиально-глеевый процесс, обуславливающий формирование глееэлювиальных или псевдоглеевых горизонтов в глееподзолистых, солонях и других типах почв (Я.Н. Афанасьев, И.С. Кауричев, Ф.Р. Зай-

дельман, В. Кубиена и др.). На суглинистых породах поверхностное оглеение сочетается с оподзоливанием и лессиважем, что способствует образованию элювиально-иллювиального профиля подзолистых почв. Совокупность этих процессов И.П. Герасимов назвал *псевдооподзоливанием*, а почвы — *псевдоподзолистыми*.

Торфообразование — накопление в условиях избыточного увлажнения на поверхности почвы полуразложившихся растительных остатков в результате замедленной их гумификации и минерализации, ведущее к образованию поверхностных горизонтов торфа различной степени разложения и мощности, которая может достигать 10 м и более. Торфообразование — биохимический процесс, в котором участвуют многочисленные группы микроорганизмов: вначале — грибы и неспороносные бактерии, затем — спороносные. Их деятельность динамична, зависит от смены анаэробных условий на аэробные и наоборот, что резко тормозит разложение органических остатков и вовлечение зольных элементов и азота в биологический круговорот. Поэтому возникает относительный недостаток элементов питания для растений, который является причиной развития определенных групп болотной растительности.

Наиболее распространенными растениями среди травянистых являются осока (*Carex* L.), пушица (*Eryophogum* L.), камыш (*Scirpus* L.), тростник (*Phragmites communis* Trin.), рогоз (*Typha* L.), хвощовые (*Equisetaceae*) и другие, среди полукустарниковых и древесных — багульник (*Ledum palustre* L.), ива (*Salix* L.), береза (*Betula* L.), ольха черная (*Alnus glutinosa* (L.) Hieb) и серая (*Alnus incana* (L.) Willd) и др. Особенно большую роль в торфообразовании играют гипновые зеленые мхи (*Bryales*), с которых начинается заболачивание подзолистых почв на водоразделах, кукушкин лен (*Polytrichum commune* L.) и белые сфагновые мхи (*Sphagnales*), образующие сфагновые болота.

Типичными представителями почв, сформировавшихся в результате болотного процесса на территории Республики Беларусь, являются дерновые и дерново-подзолистые заболоченные, болотно-подзолистые, торфяно-болотные низинные и верховые, аллювиальные болотные и пойменные.

Латеритный (ферраллитный) процесс (латеритизация, ферраллитизация) — это, с одной стороны, процесс внутрипочвенного ожезнения материнской породы в результате накопления полутораоксидов железа и алюминия, а с другой — выщелачивание кремнезёма в условиях теплого и достаточно влажного климата. В результате формируется большая группа почв от краснозёмов и желтозёмов в субтропиках до типич-

ных ферраллитных во влажных тропиках. При почвообразовании в зоне влажных субтропиков в кислой среде в краснозёмах появляются признаки оподзоливания, особенно заметные на галечниково-валунных отложениях и менее заметные на основных изверженных породах. По сравнению с краснозёмами желтозёмы имеют большую степень оподзоленности.

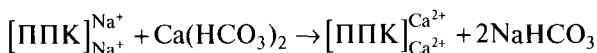
Общим для почв, образовавшихся под влиянием латеритизации, является интенсивное развитие дернового процесса вследствие накопления большой биомассы (> 410 т/га), большого ежегодного опада (> 21 т/га) и значительного количества зольных элементов и азота (до 700 кг), поступающих ежегодно в почву в результате разложения органического вещества.

Солонцовый (галогенный) процесс — накопление водорастворимых солей в почвенном профиле при выпотном типе водного режима в условиях минерализованных грунтовых вод и засоленных материнских пород. В результате образуются сначала солончаки, различающиеся по роду и составу солей (хлоридные, сульфатные, содовые и др.), при вымывании солей — солонцы, при дальнейшем промывании — солоды («солончаковатость — солонцеватость — осолодение» — схема К.К. Гедройца).

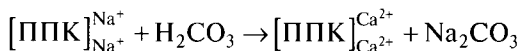
Сезонный приток легкорастворимых солей может достигать 500... 1000 т/г (В.А. Ковда, 1946). *Солончаки* могут образовываться как в условиях близкого (гидроморфные), так и глубокого (автоморфные) залегания минерализованных грунтовых вод.

Солонцеватость — накопление в почвенном поглощающем комплексе большого количества обменного натрия и магния. Оно сопровождается диспергированием почвенных коллоидов, выщелачиванием их из верхнего горизонта. В состоянии геля почвенные коллоиды накапливаются на некоторой глубине, создавая плотный солонцовый горизонт.

Солонцовые почвы могут формироваться, минуя солончаковатость (В.А. Ковда и др.). Это возможно в тех случаях, когда источником натрия является сода, которая образуется биологическим путем при разложении определенных групп растений, выветривании магматических и осадочных пород, обогащенных натрием, а также в результате обменных реакций между натрием почвенного поглощающего комплекса и кальцием карбонатов или водородом угольной кислоты почвенного раствора:



или



Большое значение в формировании иллювиальных горизонтов солонцов имеют не только обменные натрий и магний, но и глинистые минералы, в частности монтмориллонит и высокогидратированные коллоиды, образовавшиеся в процессе гальмиролиза минералов (распад минералов под влиянием солевых растворов).

Цементирующее действие на почвенные частицы оказывают кремниевые соединения типа CaSiO_3 , MgSiO_3 , гидрогеля кремнезёма $\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, аморфного кремнезёма, вторичного кварца, вторичных алюмо- и феррисиликатов кальция и магния (В.А. Ковда, 1940).

Осолodение — процесс разрушения минеральной части почвы под воздействием щелочных растворов (щелочной гидролиз глинистых силикатов) с накоплением остаточного аморфного кремнезёма и выносом из элювиального (осолоделого) горизонта аморфных продуктов разрушения. Процесс развивается в условиях повышенной атмосферной влажности при отрыве почвы от грунтовых вод. В результате обменный натрий в верхних горизонтах солонцов замещается на обменный водород (К.К. Гедройц), что и приводит к гидролизу минералов почвенного поглощающего комплекса. Постепенно солонцовый горизонт и часть подсолонцового превращаются в осолоделый горизонт.

Большая роль в осолодении принадлежит и анаэробию, развивающемуся при избыточном увлажнении. Анаэробиз способствует образованию фульвокислот, низкомолекулярных кислот и подвижных форм железа и марганца, которые и выносятся из верхних горизонтов, т.е. в образовании солодей, ежегодно затопливаемых с поверхности, большая роль принадлежит элювиально-глеевому процессу, что позволяет объединять солоды с псевдоглеями (С.П. Ярков, И.С. Кауричев).

О других элементарных почвообразовательных процессах речь будет идти при описании генезиса конкретных почв.

1.4. Формирование почвенного профиля.

Морфологические признаки почв

Любая почва имеет определенное строение и представляет собой систему генетических горизонтов, последовательно сменяющих друг друга по вертикали. По строению почвенный профиль может быть простым и сложным, дифференцированным и недифференцированным на генетические горизонты.

По составу горизонты бывают органогенные, гумусированные, карбонатные, железистые и другие, по свойствам — кислые, нейтральные, щелочные, насыщенные, выщелоченные, ненасыщенные и др.

К внешним морфологическим признакам почвы относятся строение, мощность профиля и отдельных горизонтов, характер перехода горизонтов, окраска, структура, гранулометрический состав, сложение, новообразования, включения. Сочетание этих признаков определяет общий, внешний вид почвенного профиля и различия между генетическими горизонтами.

Строение почвы — характер и последовательность расположения генетических горизонтов. Оно специфично для каждой почвы и является основной диагностической характеристикой.

Каждый горизонт имеет название и буквенное обозначение (индекс): A_0 (О — по новой системе) — лесная подстилка; A_d — дернина; А — гумусово-аккумулятивный; A_1 — гумусово-элювиальный; A_2 (Е — по новой системе) — элювиальный; В — иллювиальный, переходный от гумусового к материнской породе; G — глеевый; С — материнская порода; Д — подстилающая порода.

Лесная подстилка (моховой о́чёс) (A_0 или О) подразделяется на: AL — свежий опад; AF — слой разложения с преобладанием слаборазложившихся растительных остатков, сохраняющих анатомическое строение; AH — частично гумифицированный опад, смешанный с минеральной частью почвы.

Дернина (A_d) — густо пронизанный корнями растений верхний слой почвы, формирующийся под луговой растительностью.

Пахотный горизонт (A_p или Р) — поверхностный гумусовый горизонт, преобразованный периодической обработкой.

Гумусово-аккумулятивный горизонт (А) формируется в верхней части профиля в результате накопления гумуса и элементов питания.

В *гумусово-элювиальном горизонте* (A_1) наряду с накоплением гумуса происходит разрушение минералов и частичный вынос органических и минеральных веществ.

Элювиальный горизонт (A_2 или Е) всегда окрашен в светлые тона в результате интенсивного разрушения и выноса продуктов разрушения в нижележащие горизонты или за пределы почвенного профиля. В подзолистых и дерново-подзолистых почвах он называется *подзолистым* горизонтом, в солодах — *осолоделым*.

Иллювиальный горизонт (В) — горизонт вымывания. Он может обогащаться гумусом (B_h), илом (B_l), карбонатами (B_k или B_{Ca}), соединениями железа (B_f), глиной (B_r). В чернозёмах и каштановых почвах

он называется переходным от гумусово-аккумулятивного к породе, так как в них перемещение веществ сверху вниз не происходит. Иллювиальный горизонт имеет бурую, красно-бурую или желто-бурую окраску. Он может подразделяться на B_1 , B_2 , B_3 и т.д.

Метаморфический горизонт (B_m) образуется в результате оглинения под горизонтом А.

Глеевый горизонт (G) формируется в гидроморфных почвах вследствие длительного или постоянного избыточного увлажнения. В анаэробных условиях в нем образуются закисные соединения железа и марганца. На фоне сизовато-серой окраски обычно присутствуют охристые, черные или темно-бурые пятна железо-марганцевых образований. Если глееватость обнаруживается в других горизонтах, то к индексу добавляется буква g, например A_{2g} . Слабая выраженность оглеения отмечается символом g в скобках (g). При обозначении грунтового оглеения символ G подчеркивают одной чертой снизу — G, поверхностного — сверху $\overline{G}$.

Гидрогенно-аккумулятивный горизонт (S) формируется при неглубоком залегании грунтовых вод на границе зоны капиллярно-насыщенного горизонта с зоной аэрации. По вещественному составу он бывает карбонатный (S_k) и железистый (S_f).

Материнская порода (C) представляет собой не затронутую почвообразованием породу, в верхнюю часть которой могут вмываться соли. Их присутствие обозначается дополнительными буквами: карбонатов — C_k , гипса — C_p , сульфатов — C_s .

Подстилающая порода (D) выделяется тогда, когда почвенные горизонты образовались на породе, ниже которой расположена другая порода.

Для переходных горизонтов применяются двойные обозначения: A_2B — горизонт с признаками подзолистого (A_2) и иллювиального (B); A_1A_2 — горизонт, прокрашенный гумусом, с признаками оподзоливания.

Для торфяных почв применяется следующая система индексов:

T — торфяной горизонт, подразделяющийся по степени разложения и ботаническому составу на T_1 , T_2 , T_3 и т.д.;

T_n — торфяной пахотный горизонт, измененный при обработке;

TA_n — торфяно-перегнойный горизонт, состоящий из сильно разложившихся растительных остатков, пылевато-зернистой или комковатой структуры;

TC_n — торфяно-минеральный горизонт, имеющий порошистую или пылевато-порошистую структуру. Характерен для переосушенных торфяников;

ТД_п — торфяной пахотный горизонт, перемешанный при вспашке с подстилающей породой;

Т_т — заиленный, уплотненный, очень темный горизонт в подпахотном слое торфа.

Профили пойменных почв подразделяются как на горизонты, так и на отдельные слои аллювия и обозначаются Al₁, Al₂ и т.д. Обозначение аллювия ставится на первое место: Al₁Al₁ — Al₁B_q — Al₁G — Al...G.

Профиль старопойменных (палеопойменных) почв тоже делится на горизонты и слои, но обозначения аллювия с его порядковым номером ставятся после индекса, отражающего процесс почвообразования, поэтому индексы горизонтов палеопойменных почв имеют следующий вид: A_d, A₁Al₁, A₁B_fAl...; B_fC_gAl...; CAI...

При накоплении в почвенных горизонтах карбонатов, вивианита, железистых новообразований их отмечают дополнительными символами: к — карбонатный (C_к, B_к, T_к); р — вивианитовый (G_р, T_р); f — железистый (B_f).

Теми же символами обозначают горизонты, полностью состоящие из известковых, железистых новообразований или вивианита (K — мергель, Fe — рудяк, P — вивианит).

Отложения сапропелей обозначают следующим образом: O — сапропель органический; M — сапропель минеральный.

Реликтовые горизонты обозначают символом, взятым в скобки: (A) — реликтовый (погребенный) гумусовый; (T) — погребенный торфяной.

Антропогенно деградированные нарушенные горизонты отмечают следующими символами: д — деградированный (A_д, T_д), н — нарушенный (A_н, B_н, T_н), и — искусственный (A_и, B_и).

Если почвенная толща нарушена, дается описание грунта, слои которого обозначаются символами C и D.

Мощность почвенного профиля — общая протяженность всех горизонтов до материнской породы. У различных почв она колеблется от 40...50 до 100...150 см.

Мощность почвенного горизонта — протяженность от верхней до нижней границы горизонта. Например, A₀ = 0...5 см, A₁ = 5...25 см и т.д.

При описании почвенного профиля указывается **характер перехода между горизонтами**: границы могут быть ясными, резкими, в виде «затек», постепенными (если окраска одного горизонта сменяется другой на протяжении более 5 см). Указывается также форма границ, которая может быть ровной, волнистой, языковатой, «изъеденной».

Сочетание горизонтов позволяет записать строение почвенного профиля в виде своеобразной формулы, например: $A_0 - A_1 - A_2 - B_1 - B_2 - BC - C$ (дерново-подзолистая почва); $A_{II} - A_2 - A_2B_1 - B_g - BC_g - C_g$ (дерново-подзолистая пахотная грунтово-глееватая почва) — по старой системе.

Профиль называется *нормальным*, если почва имеет полный набор горизонтов в соответствии с типом почвообразования.

Окраска почвенных горизонтов зависит от сочетания гумусовых и минеральных веществ. Темный цвет горизонта свидетельствует о больших запасах гумуса; светлый, белесый указывает на обеднение почвы питательными веществами в результате подзолообразовательного процесса; красный обусловлен наличием оксидов железа.

При характеристике цвета отличают основной фон и детали в виде пятен, пятнышек, примазок, изменяющих основной цвет (например, «почва желто-бурого цвета с расплывчатыми сизоватыми пятнами и примазками»).

Структура почвы — отдельности (агрегаты), на которые распадается масса почвы, причем с агрофизической и морфологической точек зрения почвенная структура понимается по-разному.

С агрофизической точки зрения *структурная* почва должна содержать мезоагрегаты, т.е. отдельности от 0,25 до 7...10 мм, остальные почвы называются *бесструктурными* (песок). Соответственно этому введен коэффициент структурности почвы K : $K = a/b$, где a — количество мезоагрегатов; b — сумма микро- (< 0,25 мм) и макроагрегатов (> 7...10 мм). Кроме того, различают ложные и истинные агрегаты. *Истинные* имеют большую пористость и водопрочность, а *ложные* либо нестойки в воде, либо абсолютно водостойки вследствие цементации.

С морфологической точки зрения различают три типа структуры почв (по С.А. Захарову): кубовидную, призмовидную и плитовидную.

В *кубовидной* структуре отдельности развиты более или менее равномерно по трем осям. В пределах этого типа выделяют глыбистую, комковатую, пылеватую, ореховатую, зернистую, конкреционную (скопление округлых конкреций, как в ортштейне) и икряную (мелкие округлые агрегаты образуют сплошную массу) структуру почв.

В *призмовидном* типе отдельности развиты по вертикальной оси. Выделяются три разновидности этой структуры: столбчатая, призмовидная и призматическая.

В *плитовидной* структуре отдельности развиты по горизонтальной оси. Она подразделяется на плитчатую, пластинчатую, листовую, чешуйчатую.

Кубовидная структура характерна для гумусовых и верхней части иллювиальных горизонтов, призмовидная — для иллювиальных, плитовидная — для элювиальных горизонтов.

В природе чаще встречаются смешанные типы структур: комковато-ореховатая, пылевато-комковатая и т.д. Почвы Беларуси чаще имеют комковатую и зернистую структуру в пахотных и гумусовых горизонтах, плитчатую и пластинчатую — в подзолистых горизонтах, ореховатую — в верхней части иллювиальных горизонтов, призмовидную — в нижней части иллювиальных горизонтов.

Агрономически ценными типами структуры для пахотного горизонта почвы являются все разновидности зернистой, средне- и мелко-ореховатой и среднекомковатой структуры. Важно отметить однородность, степень выраженности структуры и водопрочность почвы (см. гл. 7).

Гранулометрический (механический) состав почвы определяется в полевых условиях «сухим растиранием», методом «зеркал», органолептическим (скатыванием между пальцами) и лабораторным методом (использованием классификации Н.А. Качинского) (см. 3.2).

Сложение (плотность) почв зависит от их гранулометрического состава и структуры. Различают *слитое* (очень плотное), *плотное*, *уплотненное* и *рыхлое сложение*. Плотность является агрономически ценным признаком, поскольку от нее зависят водные, воздушные, общие физические и физико-механические свойства почвы.

Новообразования — морфологически оформленные выделения и скопления разнообразных веществ, резко отличающиеся от массы почвы по цвету, сложению и химическому составу, возникшие в результате почвообразования. В почвах Беларуси чаще обнаруживаются новообразования из углекислой извести в виде налетов, выцветов, «сединок», «плесени»; железистые выцветы, потеки-кутаны в виде ржаво-охристых, бурых пятен, прожилок, пленок по структурным отдельностям; кремнезёмистая присыпка (скелетаны) в виде белесых зерен в горизонте A_1 , прожилок в других горизонтах; органоминеральные налеты в виде пленок, корочек, потеков по граням структурных отдельностей; глинистые натеки в виде скоплений на поверхности структурных отдельностей; конкреции — карбонатные («журавчики», «дутики», «белоглазка», «лёссовые куколки»), темно-бурые ортштейновые, железистые (рудяковые зерна, бобовины), марганцовистые (пунктации), нодули (железо-марганцевые стяжения, образованные рыхлым материалом).

Разновидностью новообразований являются *прослойки*: луговая извьесь (мергель); полутораоксиды железа в подгумусовых горизонтах дер-

новых, заболоченных почв в виде охры, рудяка и ячеистых пластов лимонита мощностью 5...10 см; ортзанцы и псевдофибры в песчаных почвах; вивианит в торфах, гумусовых и подгумусовых горизонтах; сапропель органический, минеральный, известковый.

В засоленных почвах встречаются легкорастворимые соли NaCl , $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, MgCl_2 , CaCl_2 , гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. К биологическим новообразованиям относятся:

- ◆ копролиты — экскременты червей и личинок, включающих почву, прошедшую через пищеварительный тракт;
- ◆ кротовины — ходы землероев в виде крупных пятен округлой, овальной или вытянутой формы (типичны для чернозёмов);
- ◆ корневины — следы сгнивших крупных древесных корней в лесных почвах;
- ◆ червоточины — извилистые ходы червей (встречаются во многих почвах);
- ◆ дендриты — отпечатки мелких корешков на поверхности структурных отдельностей в виде узора (встречаются в разных почвах).

Включения — инородные тела в профиле почвы, не связанные с почвообразовательным процессом. К ним относятся камни, обломки кирпича, кусочки угля, кости, черепки и др.

1.5. Микроморфологические признаки почв

Под поляризационным микроскопом изучают почвенные шлифы, изготовленные из ненарушенных образцов почвы. Метод разработан австрийским ученым В. Кубиеней, развит в России А.Н. Ромашкевич, Г.В. Добровольским и др. В Беларуси его развивали С.А. Тихонов и В.Д. Лисица.

В почвенных шлифах, матрицах, по В. Кубиена, выделяют скелет и плазму. *Скелет* составляют обломки первичных минералов, кремневые и органические частицы почвы крупнее коллоидов (> 2 мкм). *Плазма* состоит из органических и минеральных коллоидов и более дисперсной массы и представлена частицами диаметром менее 2 мкм. В зависимости от состава плазма делится на глинистую, гумусно-глинистую, карбонатно-глинистую, железисто-глинистую. Состав плазмы и характер шлифов отражают направленность почвенных процессов.

Особое значение имеют исследования *микрзоональности сложения почв*, которые используются при оценке уровня почвенного плодородия, так как связаны с процессами корневого питания. По А.Н. Ро-

машкевич и И.П. Герасимову (1982), выделены пять типов направления микроразнообразности: 1) по распределению оксидов и гидроксидов железа; 2) по распределению глинистого вещества; 3) по распределению гумуса; 4) по распределению солей; 5) обусловленная изменением структуры почвенной массы под воздействием почвообразования и особенно вмешательства человека.

Изучение микроморфологических признаков — начало и основа исследования почвы. Они определяют генетический тип почвы, на их основе составляются почвенные карты, которые после камеральной обработки используются в хозяйственной деятельности человека.

Глава 2

УЧЕНИЕ В.В. ДОКУЧАЕВА О ФАКТОРАХ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Под **факторами почвообразования** понимаются внешние по отношению к почве компоненты природной среды, под влиянием и при участии которых образуется почва.

Выше отмечалось, что начало учению о факторах почвообразования положил В.В. Докучаев, выразив функциональную зависимость почвы от климата, горной породы, организмов, рельефа и времени формулой $P = f(K \cdot G \cdot O \cdot R)T$. При этом он считал все факторы равнозначными и незаменимыми, что и подтвердилось впоследствии. Вместе с тем признание получила теория В.Р. Вильямса о ведущей роли в процессах почвообразования биологического фактора, и прежде всего зеленых растений. Признается также, что на определенных стадиях или в специфических условиях в качестве ведущего может выступить какой-либо другой фактор. А.А. Роде не считал возможным деление факторов на активные и пассивные, как предлагал С.А. Захаров, но считал необходимым дополнить перечень факторов еще двумя — земным тяготением и влиянием грунтовых, почвенных и поверхностных вод.

В настоящее время к пяти докучаевским факторам добавлен шестой — антропогенный, т.е. производственная деятельность человека, которая может существенно изменить направление почвообразовательного процесса.

Основа почвообразования — малый биологический круговорот веществ, осуществляемый в результате жизнедеятельности трех групп организмов: зеленых растений, микроорганизмов и животных. В.И. Вер-

надский писал: «...На земной поверхности нет химической силы более постоянно действующей и поэтому и более могущественной по своим конечным последствиям, чем живые организмы, взятые в целом».

С поселением микроорганизмов на горной породе начинается первичный почвообразовательный процесс. Микроорганизмы еще не создают почву, но готовят породу для поселения высших растений. Пионерами являются водоросли, лишайники и автотрофные бактерии.

2.1. Зеленые растения

Зеленым растениям принадлежит ведущая роль в почвообразовании: они извлекают из породы зольные элементы и азот, синтезируют органическое вещество, которое вместе с зольными элементами через опад и отпад попадает в почву и на почву.

От количества и качества биомассы, участвующей в биологическом круговороте веществ (см. табл. 1.1), и содержащейся в ней энергии (табл. 2.1) (всего в биомассе суши $n \cdot 10^{19}$ кДж) зависит интенсивность процессов трансформации и минерализации растительных остатков.

Таблица 2.1

**Запасы энергии в гумусе и растительном веществе
(кДж/см²) в призме сечением 1 см² (по В.Р. Волобуеву)**

Ландшафтная зона, тип почвы	Гумус (0...20 см)	Слой 0...100 см	Растительное вещество
Пустыня, серозёмы	4 920	13 940	2 870
Сухая степь, каштановые почвы	11 890	35 260	6 150
Степь, чернозёмы	29 520	94 300	10 250
Южная тайга, дерново-подзолистые почвы	15 990	22 140	58 425
Широколиственные леса, бурозёмы	22 140	48 380	—
Субтропические леса, желтозёмы, краснозёмы	19 270	39 770	292 125
Ксерофитные субтропические леса, коричневые почвы	26 240	62 730	—

По В.Р. Вильямсу, следует различать следующие растительные формации:

♦ деревянистые (таёжные, широколиственные, влажные субтропические и тропические леса);

- ♦ переходные деревянисто-травянистые (ксерофитные леса, включая кустарниковые ценозы и саванны);
- ♦ травянистые (суходольные и заболоченные луга, травянистые прерии, степи умеренного пояса, субтропические кустарниковые степи);
- ♦ пустынные (суббореальные с летним циклом вегетации, субтропические с зимним циклом вегетации и тропические);
- ♦ лишайнико-моховые (тундра, верховые болота).

Всего на суше образуется примерно $3 \cdot 10^{-19} \dots 1 \cdot 10^{13}$ т биомассы, в том числе в лесах $n \cdot 10^{11} \dots n \cdot 10^{12}$; в травах — $n \cdot 10^{10} \dots n \cdot 10^{11}$; животными — $n \cdot 10^9$; микроорганизмами — $n \cdot 10^8$ т (В.А. Ковда, 1973).

Роль различных видов растительности существенно отличается. Лесная растительность участвует в почвообразовании, главным образом в виде опада хвои и листьев на поверхности почвы при промывном водном режиме. В хвойном лесу чаще развивается подзолообразовательный процесс, в результате которого формируются низкоплодородные кислые подзолистые почвы с невысоким содержанием зольных элементов и грубого гумуса. С опадом широколиственного леса в биологический круговорот поступает биомасса, содержащая значительно больше зольных элементов и азота, чем в хвойном лесу (табл. 2.2). К тому же в этом лесу в гумусообразовании участвует травянистая растительность, в результате образуется более мягкий гумус гуматно-фульватного типа. В таких условиях формируются дерново-подзолистые, бурые лесные и серые лесные почвы, обладающие лучшими свойствами, чем подзолистые.

Таблица 2.2

Потребление (числитель) и возврат (знаменатель) элементов питания различными типами леса, кг/га (по Н.П. Ремезову)

Элементы питания	Сосняк-брусничник	Ельник зеленомошно-кисличниковый	Липняк снытево-осоковый	Дубняк осоково-снытевый
Al + Fe	$\frac{2,1 \dots 9,3}{2 \dots 5}$	$\frac{3,4 \dots 16,7}{0,2 \dots 4,0}$	$\frac{4,6 \dots 6,4}{2,6 \dots 4,2}$	$\frac{4,2 \dots 7,8}{3,6 \dots 6,6}$
Ca	$\frac{13,5 \dots 43,9}{12 \dots 23}$	$\frac{14,7 \dots 52,0}{18 \dots 24}$	$\frac{77,0 \dots 115,0}{53 \dots 95}$	$\frac{85,0 \dots 135,0}{67 \dots 80}$
Mg	$\frac{2,5 \dots 8,3}{2 \dots 4}$	$\frac{1,8 \dots 9,8}{0,3 \dots 3,0}$	$\frac{10,0 \dots 17,0}{6 \dots 15}$	$\frac{9,0 \dots 17,0}{10 \dots 13}$
K	$\frac{4,6 \dots 19,8}{3 \dots 6}$	$\frac{7,6 \dots 37,8}{3 \dots 8}$	$\frac{30,0 \dots 50,0}{17 \dots 36}$	$\frac{20,0 \dots 42,0}{17 \dots 26}$

Травянистая растительность на лугах и в степях, в отличие от лесного опада, богата зольными элементами и азотом, корневая система ежегодно отмирающих трав превосходит по массе надземную часть. В результате интенсивно развивается дерновый процесс, сопровождающийся накоплением «мягкого», насыщенного кальцием гумуса гуматного типа. При этом процессы трансформации растительных остатков протекают непосредственно в толще почвы, создавая гумусовые горизонты различной мощности. В результате в степях образуются чернозёмные почвы, самые плодородные из всех почв, а на лугах — луговые, лугово-дерновые и дерновые, также обладающие высоким естественным плодородием.

Для пустынь и полупустынь с эфемерным растительным покровом характерна высокая, но кратковременная биогенность почвообразовательного процесса — образуются бедные гумусом серо-бурые, бурые пустынные почвы и др. Продуцентами органического вещества являются водоросли, которые влияют на накопление азота, состав почвенного воздуха и структуру почв.

Для мохово-лишайниковой растительной формации, наоборот, из-за низкой интенсивности биологического круговорота веществ и высокой влагоемкости мхов характерно превращение растительных остатков в торф.

В общем можно заключить, что каждая растительная формация обладает своими особенностями трансформации и взаимодействия продуктов распада с минеральной частью почвы и что, влияя на направленность почвообразовательных процессов, она сама служит индикатором изменений почвенных условий. Поэтому по смене растительных формаций можно установить границы почвенных ареалов, что широко используется в практике почвенного картографирования.

На пахотных почвах природный почвообразовательный процесс сменяется культурным и последствия его воздействия на почву будут зависеть от интенсивности биологического круговорота в связи с конкретными агротехническими и агромелиоративными мероприятиями (известкование, посев многолетних трав, применение органических и минеральных удобрений, мелиорация и др.).

2.2. Микроорганизмы

Микроорганизмы в почвообразовании имеют исключительно важное значение. Им принадлежит главная роль в процессах гумификации и минерализации растительных остатков и гумуса, разрушения и об-

разования минералов. Они оказывают большое влияние на состав почвенного воздуха, регулируя в нем соотношение между O_2 и CO_2 . Выделяя гидролитические и окислительно-восстановительные ферменты (гидролазы, оксиредуктазы, полифенолоксидазы и др.), микроорганизмы катализируют процессы расщепления белков, углеводов, лигнина, липидов, смол, дубильных веществ и других сложных органических соединений до простых, окисляют и восстанавливают органические соединения до простых минеральных солей. При их участии в анаэробных условиях протекают процессы оглеения, торфонакопления, осолодения.

Количество, видовой состав и активность микроорганизмов зависят от гидротермических условий. Для их развития наиболее благоприятны температура 25...35 °С и слабокислая или нейтральная почва при влажности около 60%. Минимальное количество микроорганизмов содержится в северных широтах под хвойными лесами в подзолистых почвах, а максимальное — в чернозёмах и серозёмах под травянистой растительностью (табл. 2.3); их больше в верхней части почвы около живых корешков и отмерших растительных остатков. Общая масса живых организмов составляет от 3 до 7...10 т/га, или 1...2 т/га сухого вещества (Н.А. Красильников, 1956), причем их численность и масса изменяются в течение года вследствие множества повторяющихся генераций.

Таблица 2.3

Количество микроорганизмов в почвах СССР (по данным метода прямого счета под микроскопом, Е.Н. Мишустин)

Почвы	Количество микроорганизмов, млн	
	на 1 г почвы	на 1 мг азота почвы
Подзолы целинные	300...600	Около 70
Дерново-подзолистые:		
целинные	600...1000	« 200
окультуренные	1000...2000	« 250
Чернозёмы:		
целинные	2000...2500	« 600
окультуренные	2500...3000	« 750
Серозёмы:		
целинные	1200...1600	« 2000
окультуренные	1800...3000	« 2400

Наиболее распространенные среди микроорганизмов — *бактерии*, количество которых колеблется от 300 до 3000 млн в 1 г почвы. В зависимости от способа питания они делятся на гетеротрофные и автотрофные, по способу дыхания — на аэробные и анаэробные. Гетеротрофные аэробные микроорганизмы окисляют белки, жиры, углеводы и другие соединения до NH_3 , H_2O и CO_2 . Анаэробные вызывают гниение компонентов растительных клеток, брожение углеводов, денитрификацию и десульфофикацию, маслянокислое брожение. Процесс аммонификации белков вызывают как анаэробные, так и аэробные гетеротрофы по схеме белки $\rightarrow$ аминокислоты $\rightarrow$ NH_3 $\rightarrow$ органические безазотистые соединения. Автотрофные бактерии осуществляют процессы нитрификации ($\text{NH}_3 \rightarrow \text{NO}_2 \rightarrow \text{NO}_3$), сульфофикации ($\text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{S}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{SO}_4$), окисления закисного железа в окисное ($\text{Fe}^{+2} \rightarrow \text{Fe}^{+3}$). Способностью фиксировать азот атмосферы обладают свободноживущие в почве аэробы и анаэробы и клубеньковые бактерии. Актиномицеты могут разлагать клетчатку, лигнин, гумусовые вещества, углерод которых они используют и благодаря которому они участвуют в образовании гумуса.

Грибы, водоросли, лишайники активно участвуют в первичном почвообразовательном процессе и оказывают глубокое разрушающее действие на первичные и вторичные минералы, слагающие почву и материнскую породу.

В общем деятельность микроорганизмов в почве чрезвычайно многообразна и проявляется в многостороннем взаимодействии между микроорганизмами и растениями по типу симбиоза, метабиоза, антагонизма и паразитизма. *Симбиоз* — сожительство двух микроорганизмов разных видов, часто взаимовыгодное для обоих (например, сожительство грибов и водорослей, в результате которого образуются лишайники; сожительство грибов с растениями, когда на корнях образуется микориза; сожительство клубеньковых бактерий с бобовыми растениями). При *метабиозе* организмы создают благоприятные условия для взаимного развития. Например, целлюлозоразлагающие бактерии благоприятствуют развитию азотобактера. При *антагонизме* микроорганизмы угнетают друг друга в результате выделения некоторых токсинов, а при *паразитизме* микроорганизм одного вида внедряется в клетку другого вида и пожирает ее содержимое.

Наконец, численность и активность почвенных микроорганизмов в значительной степени зависят от агротехники, так как различные виды обработки почвы, мелиорация, удобрения, изменяя питательный режим, водные, воздушные и другие свойства почвы, могут оказывать как поло-

жительное, так и отрицательное воздействие на их деятельность. Поэтому в каждой почве устанавливается определенный **микробиологический комплекс**, характеризующий количественный и качественный состав микрофлоры.

2.3. Почвенные животные

Почвенных животных можно разделить на четыре группы:

- ◆ микрофауна — организмы размером $< 0,2$ мм: нематоды, простозоа, эхинококки и другие, живущие во влажной почве;
- ◆ мезофауна — организмы размером $0,2...4,0$ мм: мельчайшие насекомые, специфические черви и другие, для которых достаточно влажного воздуха;
- ◆ макрофауна — животные размером $4...80$ мм: термиты, дождевые черви, муравьи и др.;
- ◆ мегафауна — животные размером более 80 мм: кроты, грызуны, лисы, змеи, жуки и др.

Все они используют органические остатки в качестве пищи, ускоряя таким образом биологический круговорот, в процессе метаболизма способствуют полной или частичной минерализации потребленного корма.

Почвенная фауна ускоряет гумификацию растительных остатков в 2 раза и более, причем гумус становится мягче, чем без нее, а в почве под ее влиянием накапливается больше биологически активных веществ.

Среди почвенных животных преобладают беспозвоночные, биомасса которых более чем в 1000 раз больше биомассы позвоночных. Особую роль играют дождевые черви, которые пропускают через себя до 600 т мелкозёма в год и возвращают до 80...95% потребленных органических веществ в виде экскрементов, содержащих в 1,5 раза больше фосфора и в 2,5 раза больше калия, чем мелкозём. Установлено, что многие почвы на 50, а иногда на 80% состоят из полуразрушенных агрегатов, созданных червями.

Землеройки в степях многократно обогащают материал гипсом, карбонатами, легкорастворимыми солями; в чернозёмах и каштановых почвах препятствуют выщелачиванию веществ из верхних горизонтов в нижние; в солонцовых почвах способствуют накоплению в поверхностном слое гипса и карбонатов, которые противостоят развитию солонцового процесса; в дерново-подзолистых почвах противодействуют

элювиальным процессам. Роющие животные перемешивают почву от поверхности до 6...8 м. Выбросы кротов, сусликов могут покрывать 12...38% площади, создавая пестроту почвенного покрова (перерытые почвы). В пронизанной ходами почве меняется водопроницаемость, аэрация, в результате чего может развиваться эрозия.

2.4. Климат

Климат — статистический многолетний режим погоды на той или иной территории, характеризуемый средними и крайними показателями температуры, осадков, влажности воздуха и др. С климатическими условиями связана энергетика почвообразования.

Ведущим фактором «общеземного» климата является солнечная радиация, количество которой сильно различается в зависимости от удаления территории от солнца. Общий приток тепла к земной поверхности измеряется радиационным балансом R , кДж/(см² · год):

$$R = (Q + q)(I - A) - E,$$

где Q — прямая радиация; q — рассеянная радиация; I — суммарный поток солнечной радиации; A — альбе́до (в долях единицы); E — эффективное излучение поверхности.

Радиационный баланс, или остаточная радиация, подстилающей поверхности — разность между солнечной радиацией, поглощенной земной поверхностью, и ее эффективным излучением. Он зависит от площади местности, степени увлажненности территории, характера подстилающей поверхности. В центральной части Арктики и Антарктики радиационный баланс отрицательный, при движении от полюсов к экватору увеличивается и становится положительным.

В зависимости от количества тепла формируются *термические пояса планеты*, различающиеся по сумме активных температур (выше 10 °С) за вегетационный период (табл. 2.4). Термические пояса располагаются в виде широтных поясов и характеризуются не только температурой, но и типами растительности и почв, которые варьируются в значительных пределах в зависимости от увлажнения. *Поступление осадков* тоже резко возрастает от полюса к экватору. Однако эта закономерность часто нарушается в силу тех или иных географических причин (наличие равнин, гор, близость океана или моря и др.). Для оценки климата как фактора водного режима Г.Н. Высоцкий предложил коэффициент увлажнения (КУ), показывающий отношение суммы осадков (Q , мм)

к испаряемости (V , мм) за определенный период: $KY = Q/V$. Эти разработки дополнил Б.Г. Иванов (1948) и теперь данный коэффициент называется коэффициентом увлажнения Высоцкого – Иванова.

Таблица 2.4

Планетарные термические пояса (В.А. Ковда, Б.Г. Розанов, 1988)

Термический пояс	Среднегодовая температура, °С	Радиационный баланс, кДж/(см ² · год)	Сумма активных температур за год на южной (северной) в Южном полушарии) границе поясов, °С
Полярный (холодный)	–23...–15	21...42	400...500
Бореальный (умеренно холодный)	–4...+4	42...84	2400
Суббореальный (умеренно теплый)	10	84...210	4000
Субтропический (теплый)	15	210...252	6000...8000
Тропический (жаркий)	32	252...336	8000...10 000

По обеспеченности суши водой и особенностям почвообразования территорию земного шара можно разделить следующим образом (табл. 2.5).

Таблица 2.5

Климатические области Земли (Н.И. Будыко, 1968)

Климатическая область	Среднегодовое количество осадков, мм	Коэффициент увлажнения
Особенно влажная (экстрагумидная)	3000...5000	Более 1,33
Влажная (гумидная)	1500...2000	1,33...1,00
Полувлажная (семигумидная)	500...800	1,0...0,55
Полусухая (семиаридная)	200...400	0,55...0,33
Сухая (аридная)	50...150	0,33...0,12
Очень сухая (экстрааридная)	10...20	Менее 0,12

От термических условий зависит направление почвообразовательного процесса. Условия увлажнения определяют водный режим почв, от них зависят окислительно-восстановительные свойства, воздушный режим. Соотношения между теплом и влагой являются определяющими в годичном выходе биологической продукции: если тепла до-

статочно, то дополнительное увлажнение полезно, при недостатке тепла переувлажнение ведет к снижению ее выхода.

Большое значение имеют градации климата по континентальности, которые обуславливают термический режим нижних горизонтов почв в зависимости от мощности снегового покрова и глубины промерзания почв. Это учтено при выделении в каждом типе почв фациальных подтипов (жарких, холодных, промерзающих, непромерзающих и т.д.).

Кроме общепланетарного климата, определяющего почвенно-био-климатические пояса и области земной поверхности, важны и *местные климатические условия*: распределение осадков и температуры по сезонам, высота снежного покрова, относительная влажность воздуха и сила ветра.

Климат — важный фактор, определяющий интенсивность и цикличность биологического круговорота веществ. Он обуславливает многие особенности почв в связи с влиянием на тепловой, воздушный, водный, окислительно-восстановительный и питательный режимы. Климат влияет также на процессы водной и ветровой эрозии.

2.5. Почвообразующие породы

Почвообразующая, или материнская, порода определяет гранулометрический, химический, минералогический состав почв, их химические, физические, физико-механические и другие свойства и режимы, а также формирование почвенного профиля. От нее зависят интенсивность и направленность почвообразования и условия сельскохозяйственного использования почв.

Все горные породы в составе литосферы делятся на три группы: магматические, метаморфические и осадочные (табл. 2.6, 2.7).

Таблица 2.6

Классификация магматических пород

Группа пород	Содержание SiO_2 , %	Цвет породы	Порода
Кислые	> 65	Светлые	Гранит, липарит
Средние	65...52	От светло-серого до темно-серого	Сиенит, диорит; трахит, андезит
Основные	52...45	Темные	Габбро, базальт
Ультраосновные	< 45	Черные	Дунит

Таблица 2.7

Классификация механических осадочных пород

Окатанные обломки		Остроугольные обломки	
рыхлые	цементированные	рыхлые	цементированные
Глыбовые валуны	Глыбовые конгломераты	Глыбы	Глыбовые брекчии
Валуны	Валунные конгломераты	Валуны	Валунные брекчии
Галька	Конгломераты	Щебень	Брекчии
Гравий	Гравийные конгломераты	Дресва	
Песок	Песчаник		
Лёсс			
Глина			

К метаморфическим породам относятся: гнейс, мрамор, кварцит, сланец (кровельный, горючий, слюдистый), яшма.

Главными почвообразующими породами являются рыхлые осадочные. Именно на них почти повсеместно развиваются почвы. К наиболее распространенным относятся континентальные четвертичные отложения: ледниковые, водно-ледниковые, лёссы, лёссовидные суглинки, элювиальные, аллювиальные, делювиальные, пролювиальные, эоловые; менее распространены озерные и морские отложения. Они различаются по характеру сложения, влагоемкости, водопроницаемости, порозности, что определяет водно-воздушный и тепловой режимы почвы.

Почвообразующие породы делятся на *одночленные*, однородные по составу на глубине промачивания почвы, и *многочленные* (дву-, трехчленные и т.д.).

Почвообразующие породы на территории Беларуси представлены в основном сложным комплексом отложений антропогенного периода. Их распространение, состав и свойства находятся в зависимости от геологического строения территории, рельефа местности и протекающих на современном этапе геологических процессов. Преобладающими почвообразующими породами являются ледниковые и водно-ледниковые образования.

Ледниковые образования представлены в основном моренными суглинками (8,4%) и встречаются главным образом в северной части

республики. Отдельными массивами они находятся также в центральной и южной частях. Характерными признаками моренных отложений являются несортированность материала, наличие валунов, неоднородный гранулометрический состав, преимущественно красно-бурая окраска. Морены бывают карбонатные и бескарбонатные.

Водно-ледниковые (флювиогляциальные) отложения наиболее широко распространены в центральной и южной частях Беларуси. Представлены они в основном песками (20,8%), супесями (26,6%) и реже суглинками (9,2%). Эти отложения характеризуются сортированностью материала, косой слоистостью, отсутствием валунов; они бескарбонатны, имеют светло-бурую и буровато-желтую окраску.

Лёссы и лёссовидные суглинки занимают значительную площадь территории Беларуси (около 9%). Характерные признаки лёссов — палевая и буровато-палевая окраска, рыхлое сложение, пористость, карбонатность, преобладание в фракционном составе частиц крупной пыли (0,05...0,01 мм). Лёссовидные суглинки, в отличие от лёссов, имеют более темную окраску, в большинстве случаев бескарбонатны, содержат больше песчаных частиц, иногда слоисты. Лёссовидные породы наиболее распространены в восточной и центральной частях республики.

Аллювий представляет собой отложения в долинах рек во время половодий. Аллювиальные образования характеризуются горизонтальной или косой слоистостью, окатанностью минеральных частиц, включением органических остатков, пестрой окраской, неоднородным гранулометрическим составом.

Делювий представляет собой наносы, отложенные на склонах дождевыми и талыми водами. Для него характерны слабая сортированность и хорошо выраженная слоистость. Встречаются несортированные и неслоистые наносы. По составу делювий разнообразен.

Органогенные отложения (17,7%) представлены торфом, состоящим из растительных остатков, измененных в процессе болотного почвообразования.

Почвообразующие породы часто имеют неоднородное строение, т.е. встречаются два-три, а иногда и более слоев различных пород. Такое их строение отражается на формировании почв. Если подстилающими являются тяжелые водонепроницаемые породы, то почвы приобретают специфический вид (наличие осветленного контактного горизонта) или начинают заболачиваться. При подстилании легкими хорошо водопроницаемыми породами создаются условия для свободного оттока вод в глубину и в почвах ощущается недостаток влаги, влияющий на жизнедеятельность растительных организмов и почвообразование.

Для территории Беларуси весьма характерно двучленное строение почвообразующих пород.

В процессе почвообразования материнская порода частично теряет свои свойства: изменяется минералогический состав вследствие образования вторичных минералов, происходит вынос карбоната Са за пределы почвенного профиля, меняется гранулометрический состав в результате оглинивания и гумусообразования, появляются условия для формирования весной в верхнем горизонте верховых вод. В общем, изменения материнских пород могут быть самыми разными в зависимости от сочетания факторов почвообразования.

2.6. Рельеф

Значение рельефа в почвообразовании велико и разнообразно. Уже в первой генетической классификации В.В. Докучаев разделил почвы на нормальные, зональные и интразональные в зависимости от рельефа. Н.М. Сибирцев сформулировал названия почв по взаимосвязи рельефа с конкретными ландшафтными условиями: зональные (почвы водоразделов), интразональные (почвы понижений) и азональные (неполноразвитые почвы). П.С. Коссович, в свою очередь, разделил почвы на две большие группы и назвал нормальные почвы В.В. Докучаева и зональные почвы Н.М. Сибирцева генетически самостоятельными, а интразональные — генетически подчиненными.

Изучая прямую и косвенную роль рельефа в почвообразовании, С.С. Неуструев ввел понятие о почвах автоморфных и гидроморфных в соответствии с их положением в рельефе и перераспределением осадков.

Автоморфные почвы формируются на ровных поверхностях и склонах в условиях свободного стока поверхностных вод, при глубоком залегании грунтовых вод (> 6 м); *полугидроморфные* — при кратковременном застое поверхностных вод или при залегании грунтовых вод на глубине 3...6 м (капиллярная кайма может достигать корней растений); *гидроморфные* — в условиях длительного поверхностного застоя вод или при залегании грунтовых вод ближе 3 м (капиллярная кайма может достигать поверхности почвы).

Различают три группы форм рельефа.

Макрорельеф — крупные формы рельефа (равнины, плато, горные системы); определяющие общий облик обширной территории. Его возникновение обусловлено тектоническими явлениями в земной коре.

Мезорельеф — средние формы рельефа на элементах макрорельефа: долины, лощины, холмы, овраги, балки, склоны разной крутизны. Именно под воздействием элементов мезорельефа формируется местный климат и происходит перераспределение тепла и влаги. Они определяют также структуру почвенного покрова в пределах конкретного ландшафта. Происхождение мезорельефа обусловлено экзогенными геологическими процессами, на которые оказывают влияние медленные поднятия и опускания отдельных участков суши.

Микрорельеф — формы рельефа от нескольких квадратных дециметров до нескольких сотен квадратных метров с колебаниями высот в пределах 1 м (бугорки, западины, блюдца), возникающие из-за просадочных явлений; склоновые формы рельефа. Он определяет пятнистость и комплексность почвенного покрова и характер микрокомбинаций.

Главная роль различных форм рельефа заключается в перераспределении тепла и влаги, что вызывает изменения пищевого, окислительно-восстановительного и других режимов, вследствие чего формируются разные по свойствам почвы. На эти процессы, а также на подверженность почв водной эрозии и формирование их физико-механических свойств большое влияние оказывают крутизна и форма склонов. По крутизне они могут быть *очень пологие* ($< 1^\circ$), *пологие* ($1...3^\circ$), *покатые* ($3...5^\circ$), *сильнопокатые* ($5...8^\circ$), *крутые* ($8...20^\circ$), *очень крутые* ($20...45^\circ$) и *обрывистые* ($> 45^\circ$), по форме — *прямые, выпуклые, вогнутые и ступенчатые*.

Закономерность распределения почв по элементам мезо- и микрорельефа подчиняется *закону аналогичных топографических рядов почв* (С.А. Захаров), сущность которого заключается в том, что распределение почв во всех зонах имеет общий характер: на повышенных элементах рельефа залегают автоморфные, на пониженных — полугидроморфные и гидроморфные, а на склоновых — переходные почвы. Иногда эта закономерность нарушается сменой пород или изменениями других местных условий.

2.7. Возраст почв

Современные почвы — результат длительного почвообразовательного процесса, превращающего исходную горную породу в новое природное тело. Принято различать абсолютный и относительный возраст почв.

Абсолютный возраст — время от начала формирования почвы до настоящего времени. Нулевой возраст имеет поверхность суши, осво-

божденная от воды, или осушаемые торфяные болота, или земли в дельтах рек. Абсолютный возраст других почв исчисляется тысячами (Северное полушарие — 10 тыс. лет) и миллионами лет (плато Южной Америки, Юго-Восточной Азии — 2...30 млн лет).

Относительный возраст характеризует степень развития почвы, быстроту смены стадий почвообразования, поэтому об относительном возрасте можно судить по степени развитости почвенного профиля. Более мощные и дифференцированные почвы считаются более зрелыми. О зрелости почвы можно судить также по степени обеднения рядом соединений или их аккумуляции по сравнению с почвообразующей породой.

2.8. Производственная деятельность человека

Производственная деятельность человека в настоящее время — мощный фактор воздействия на почву в целях ее окультуривания и повышения плодородия. Необходимость постоянного увеличения урожая требует глубоких знаний почвенных и экологических условий каждого хозяйства, провинции, зоны.

Любой сельскохозяйственный объект представляет собой сложный комплекс экологических условий, угодий и почв, изменчивых в пространстве и времени. Без учета этих особенностей и возникли такие виды деградаций почв, как дегумификация, переуплотнение, загрязнение пестицидами, тяжелыми металлами, углеводородами, вторичная кислотность, эрозия и т.д.

Интенсификация земледелия усложняет управление процессами плодородия почв и продуктивностью агроэкосистемы в целом, что требует от агронома необходимых знаний и опыта при выборе путей, систем и мероприятий, обеспечивающих расширенное воспроизводство почвенного плодородия.

РАЗДЕЛ II. СОСТАВ, СВОЙСТВА И РЕЖИМЫ ПОЧВ

Глава 3

МИНЕРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ТВЕРДОЙ ФАЗЫ ПОЧВЫ. СОСТАВ ПОЧВООБРАЗУЮЩИХ ПОРОД И ПОЧВ

Генезис почвообразующих пород, их минералогический, гранулометрический и химический состав определяют многие свойства почв, в том числе плодородие, их производительную способность для разных сельскохозяйственных культур и качественную оценку.

3.1. Минералогический состав

Почвообразующие породы состоят из первичных и вторичных минералов. Первичные минералы представлены в основном частицами более 0,001 мм, вторичные — менее 0,001 мм, причем первичные в большинстве почв преобладают над вторичными.

Первичные минералы влияют на агрофизические свойства почвы, являются источниками зольных элементов, от них зависит направленность почвообразования. Они служат источником для образования вторичных минералов.

Первичные минералы составляют основную массу магматических пород, примерный минералогический состав которых, по Ф.У. Кларку, следующий: полевые шпаты — 59,9%, кварц — 12,0%, амфиболы (роговые обманки) и пироксены — 16,8%, слюды — 3,8%, прочие — 7,9%.

В результате физического, химического и биологического выветривания образуются рыхлые породы, в составе которых присутствуют и вторичные минералы.

Устойчивость к выветриванию первичных минералов различная и зависит от прочности кристаллической решетки, спайности минералов, размера и формы зерен, химического состава.

Большинство почвенных минералов представлено *минералами с кристаллической структурой*, определяющей величину и химическую природу частицы минерала, от которой зависят растворение, осаждение, адсорбция, десорбция и обмен ионов.

Индивидуальные свойства минералов определяет расположение в них противоположно заряженных ионов. Взаимное расположение

противоионов в кристаллической решетке обусловлено радиусами ионов.

Самый крупный ион — ион кислорода (0,132 нм). Он занимает большую часть объема минералов. Размер иона кремния таков, что он точно соответствует полости, образующейся при группировке вокруг него четырех ионов кислорода. Получается элементарная ячейка, которая называется кремнекислородным тетраэдром $(\text{SiO}_4)^{-4}$. Ион алюминия может группировать вокруг себя шесть ионов кислорода. Он образует октаэдр и элементарную ячейку $[\text{Al}(\text{OH})_6]^{-3}$ — алюмогидроксильный октаэдр.

Ион Al^{3+} может замещать ион Si^{4+} в тетраэдрах. Большинство кристаллических почвенных минералов представляют собой объединенные в трехмерные сетки тетраэдры кремнезёма или сетки тетраэдров кремнезёма в сочетании с сетками октаэдров алюминия. Кислород тетраэдров кремнезёма является общим для прилегающих тетраэдров или октаэдров, избыток отрицательных зарядов уравнивается катионами. При этом образуются различные типы структур: островные, каркасные, ленточные, листовые (рис. 3.1). Для кварца и полевых шпатов характерна каркасная структура.

Кварц — трехмерный минерал, состоящий из тетраэдров кремнезёма, ионы которого Si^{4+} и O^{2-} находятся в таком же отношении, как в SiO_2 . Разновидности кварца (халцедон, агат, кремнь, раговин, опал) различаются структурным расположением атомов Si и O.

Полевые шпаты — трехмерные безводные алюмосиликаты K, Na и Ca. Они образованы тетраэдрами кремнезёма, связанными общими атомами кислорода; отрицательные заряды сбалансированы K, Na или Ca. Ортоклаз $(\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8])$ — калиевый полевой шпат, содержащий 13,6% K. Плаггиоклазы — серия натриевых и кальциевых шпатов, состав которых варьирует от $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ до $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$.

Другие неслоистые силикаты включают амфиболы и пироксены, которые являются силикатами Ca, Mg, Fe: оливин Mg, Fe, SiO_4 , роговая обманка $\text{CaSiO}_3 \cdot \text{Mg SiO}_3$, FeSiO_3 , основные фосфорсодержащие минералы $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaCl}_2$ (хлорапатит) и $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2\text{CaF}_2$ (фторапатит). Турмалин (подкласс боросиликатов) — главный борсодержащий минерал.

Слюды — слоистые минералы, у которых сетки тетраэдров кремнезёма расположены с каждой стороны сетки октаэдра алюминия. Кислород тетраэдров кремнезёма является общим для прилегающих тетраэдров и октаэдров, а избыток отрицательных зарядов уравнивается K, Na, Li, Ca, Mg, Fe или Zn, которые могут размещаться в кристаллической решетке. Мусковит $\text{K}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{Al}_4\text{O}_{20}(\text{OH})_4$ и биотит

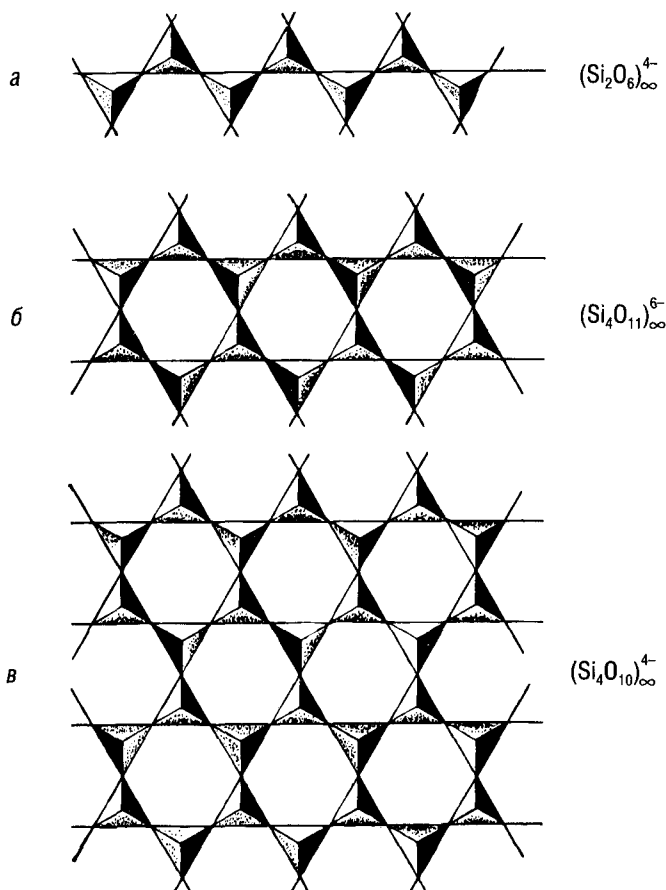


Рис. 3.1. Кремнекислородные радикалы (И.С. Кауричев, 1988):
а — цепные; б — ленточные; в — листовые

$\text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_8(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_6\text{O}_{20}(\text{OH})_4$ — наиболее распространенные слюды, содержащие соответственно 9,8% и 8,7% К.

Наиболее устойчивым из первичных минералов является кварц, содержание которого в рыхлых породах достигает 40...60%, а доля полевых шпатов, как менее устойчивых, снижается до 20%. Из-за неустойчивости к выветриванию амфиболы, пироксены, средние и основные плагиоклазы в рыхлых породах встречаются в небольших количествах.

Большое влияние на устойчивость минералов оказывают и внешние условия. Наиболее быстро породы изменяются во влажных тропиках

и субтропиках. Более стремительному протеканию процесса выветривания способствует удаление подвижных продуктов распада из пород и почвенной толщи в условиях хорошо дренированных почв. В зависимости от гранулометрического состава почвообразующих пород участие первичных минералов в их формировании резко отличается: они составляют 90...98% массы мелкозёма песков, 50...80% суглинков и 10...12% глин. Содержание кварца максимально во фракции размером более 0,25 мм, полевых шпатов — во фракциях размером от 0,25 до 0,01 мм. В то же время на фоне соответствия состава минералов в почвообразующих породах и почвах отмечаются различия в их содержании по горизонтам, обусловленные обеднением верхней части почвенного профиля неустойчивыми к выветриванию минералами (табл. 3.1).

Таблица 3.1

Минералогический состав мелкозёма подзолистых почв на морене, покровных суглинках и флювиогляциальных песках, % на весь мелкозём (М.М. Шукевич, 1948; Д.М. Плакхина, В.М. Фридланд, 1978)

Горизонт, его глубина, см	Тяжелая фракция	Кварц	Полевые шпаты	Биотит	Амфиболы	Эпидот
<i>Морена</i>						
ОЕ, 0...5	6,5	81,5	9,2	0,1	4,3	0,5
В, 5...15	4,9	75,1	9,4	—	3,3	0,2
ВС, 15...10	8,3	46,8	36,1	0,1	6,1	0,4
С, 50...60	7,9	49,1	36,4	0,8	4,9	0,5
<i>Покровные суглинки</i>						
А, 5...10	2,2	75,0	6,5	0,1	0,9	0,1
ЕВ, 10...15	4,7	81,3	6,0	0,3	1,6	0,2
В, 20...30	3,0	63,2	18,7	0,6	0,9	0,1
С, 30...40	4,7	67,4	15,3	0,7	1,6	0,2
<i>Флювиогляциальные пески</i>						
А, 2...10	0,4	75,2	18,9	0,1	0,1	0,1
Е, 15...25	0,5	77,3	18,2	Единичные зерна	0,2	0,1
В, 50...60	0,6	73,7	20,5	0,1	0,2	0,1
ВС, 70...80	1,0	76,5	17,4	Единичные зерна	0,4	0,1

Вторичные минералы представлены глинистыми минералами, минералами оксидов железа, алюминия, марганца и кремния и минералами-солями.

Глинистые минералы составляют основную часть вторичных минералов и обнаруживаются преимущественно в глинах. Их отличают слоистое строение, высокая дисперсность и поглощательная способность. Глинистые минералы определяют емкость поглощения и являются основным источником минеральных элементов для растений. К ним относятся минералы группы каолинита, монтмориллонита, гидрослюда и смешанослойные минералы (табл. 3.2). Это вторичные алюмосиликаты с общей формулой $n\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot m\text{H}_2\text{O}$ с соотношением $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ от 2 до 5.

Таблица 3.2

Химический состав глинистых минералов, % на сухую навеску (по Е.Т. Дегенсу)

Минерал	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Монтмориллонит	51,14	19,76	0,83	—	3,22	1,62	0,04	0,11
Каолинит	45,44	38,52	0,80	—	0,08	0,08	0,66	0,14
Иллит	49,26	28,97	2,27	0,58	1,32	0,67	0,13	7,47
Вермикулит	35,92	0,68	10,94	0,82	22,0	0,44	—	—
Хлорит	26,68	25,20	—	8,70	26,96	0,28	—	—

Минералы группы каолинита (каолинит, галлуазит, диксит, накрит) имеют отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 2$ соответственно формуле $2\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Неподвижная двухслойная кристаллическая решетка состоит из одного слоя кремнекислородных тетраэдров и одного слоя алюмогидроксильных октаэдров (рис. 3.2). Расстояние между пакетами 7,2 Å, емкость поглощения не превышает 25 мэкв/100 г. Минералы данной группы воду в межпакетное пространство не впитывают, не набухают и поэтому имеют хорошую водопроницаемость и низкую липкость. Наиболее распространенные каолинит $\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{SiO}_4 \cdot \text{O}_{10}]$ и галлуазит $\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{SiO}_4 \cdot \text{O}_{10}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ образуются при выветривании по схеме: полевошпат → серицит → гидрослюда → монтмориллонит → каолинит → галлуазит. Последний отличается от каолинита повышенной емкостью поглощения (до 40...60 мэкв/100 г) и наличием межслоевой воды. Содержание каолинита в почвах незначительно, за исключением почв субтропиков и тропиков.

Минералы группы монтмориллонита имеют отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 4$ соответственно формуле $4\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Они содержат подвижную трехслойную решетку, состоящую из двух слоев кремнекислородных тетраэдров и одного алюмогидроксильного октаэдра, заключенного между ними (рис. 3.3). Связь между слоями слабая, расстояние между пакетами 14,2 Å. При увлажнении решетка сильно

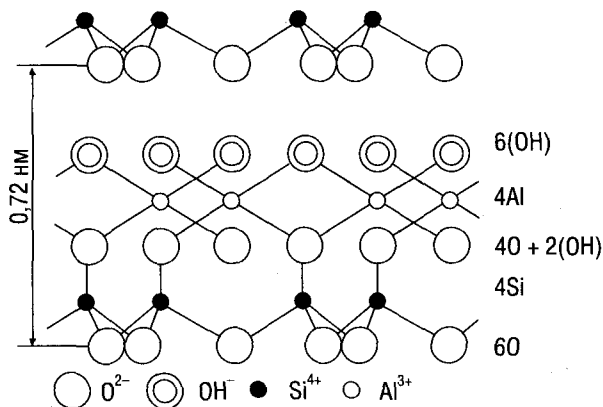


Рис. 3.2. Схема строения кристаллической решетки каолинита

расширяется, минералы при этом набухают, с водой в межпакетное пространство свободно проникают обменные основания. При дегидратации они переходят в необменную форму (фиксированные аммоний, калий и др.).

Структура монтмориллонита отвечает формуле $[Al_4(OH)_4Si_8O_{20}] \cdot nH_2O$. В эту группу входят сапонит, волконскоит, соконит и гекторит — маг-

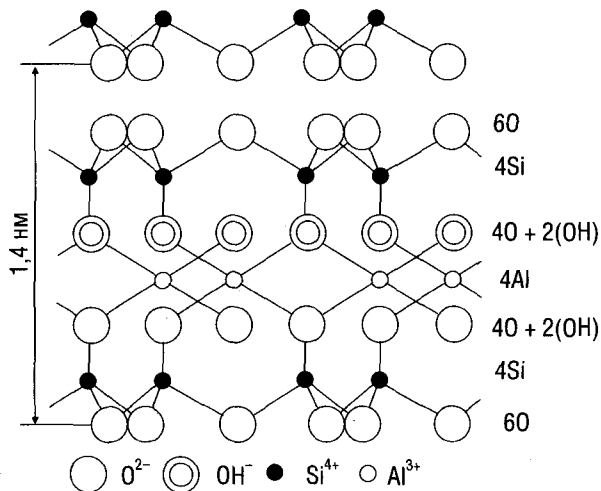


Рис. 3.3. Схема строения кристаллической решетки монтмориллонита (И.С. Кауричев, 1988)

ниевая, хромовая, цинковая и литиевая разновидности, а также нон-тронит, в котором Al^{3+} заменен на Fe^{3+} ($\text{Fe}_4(\text{OH})\text{Si}_8\text{O}_{20} \cdot n\text{H}_2\text{O}$).

Емкость поглощения минералов этой группы при высоком содержании кальция и магния достигает 80...120 мэкв/100 г. Они слабо водо-проницаемы, поэтому ухудшают физико-механические свойства почв. Однако на богатых гумусом почвах способствуют образованию водо-прочных агрегатов, формирующих агрономически ценную структуру.

Гидрослюды — трехслойные алюмосиликаты с нерасширяющейся решеткой (гидромусковит, гидробиотит и др.). Они образуются из слюд и полевых шпатов, имеют емкость поглощения 45...50 мэкв/100 г, содержат до 8% K_2O , частично усвояемого растениями. К гидрослюдам близок вермикулит, по свойствам похожий на монтмориллонит (емкость поглощения до 100 мэкв и более, решетка расширяющаяся). Гидрослюды присутствуют во всех почвах, особенно в подзолистых и сероземах.

Смешанослойные минералы состоят из слоев индивидуальных минералов, поэтому их свойства зависят от характера переслаивания и доли индивидуальных минералов (хлорит — вермикулит, гидрослюда — монтмориллонит и др.). Они наиболее распространены в почвах умеренного и холодного гумидного и арктических поясов, где глинистые минералы на 30...80% представлены этой группой (Б.П. Градусов, 1976).

Минералы оксидов и гидроксидов образуются при выветривании первичных и вторичных минералов в виде гидратированных гелей и постоянно подвергаются дегидратации и кристаллизации. Наибольшее распространение имеют кремнезём ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), гематит (Fe_2O_3), гетит ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$), гиббсит ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), бемит ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$), аллофан ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), иролузит (MnO_2) и др. Кремнезём встречается во всех почвенных зонах, при старении теряет воду и превращается в халцедон, кварц, тридимит. Гематит и гетит более распространены в областях с умеренным и влажным климатом, гиббсит и бемит — больше в условиях жаркого климата. Гидроксиды марганца образуются при выветривании горных пород во влажных тропиках и субтропиках.

Минералы этой группы связывают подвижные фосфаты, повышают влагоемкость, емкость поглощения, гидрофильность, липкость, набухаемость почв, им принадлежит важная роль в структурообразовании почв.

Минералы-соли — примеси в глинистых минералах, главным образом в почвах аридных и экстрааридных зон. К ним относятся доломит $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$, сода $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, кальцит CaCO_3 , магнезит MgCO_3 , трона $\text{NaHCO}_3 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3$, гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, ангидрит CaSO_4 , мирабиллит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, тенардит Na_2SO_4 , галит NaCl , фосфаты, нитраты, сульфиды железа и тяжелых металлов и др. Многие из этих солей

растворяются, насыщая почвенный раствор, а в сухих условиях могут накапливаться, образуя различные засоленные почвы.

Значение вторичных минералов велико. Они определяют поглощательную способность почв, являются источником питательных элементов. Их роль в образовании водопрочной структуры определяет особенности водного, воздушного и теплового режимов.

В общем, особо строгой «приверженности» различных минералов определенным типам почв не обнаруживается, что объясняется влиянием на минералогический состав большого количества факторов: минералогического и химического состава почвообразующей породы, биоклиматических условий почвообразования, реакции и окислительно-восстановительного потенциала среды, условий дренажа, наличия в среде органических соединений, перемещения минералов с водными и ветровыми потоками и др.

3.2. Гранулометрический (механический) состав

Твердая фаза почвы (скелет, основа почвы) состоит из агрегатов и частиц различной формы и размеров, которые различаются по минералогическому и химическому составу и называются *механическими элементами*. По Н.А. Качинскому, это обособленные кусочки, куски (осколки) пород и минералов, аморфных соединений, все элементы которых находятся в химической связи. По происхождению они делятся на минеральные, органические и органоминеральные. Основная масса (95...98%) — минеральные элементы.

Элементарные частицы, близкие по свойствам и размерам, объединяются в группы, *фракции*, на основе чего производится их классификация. В настоящее время принята классификация В.Р. Вильямса, усовершенствованная Н.А. Качинским (1965) (табл. 3.3).

Таблица 3.3

Классификация фракций

Фракции	Диаметр частиц, мм	Фракции	Диаметр частиц, мм
Камни	> 3	Пыль:	
Гравий	1...3	крупная	0,05...0,01
Песок:		средняя	0,01...0,005
крупный	1,0...0,5	мелкая	0,005...0,001
средний	0,50...0,25	Ил:	
мелкий	0,25...0,05	грубый	0,0005...0,001
		тонкий	0,0001...0,0005
		Коллоиды	< 0,0001

Частицы размером более 1 мм называют *почвенным скелетом* или *крупнозёмом*, менее 1 мм — *мелкозёмом*.

Сумму всех частиц размером менее 0,01 мм называют *физической глиной*, а более 0,01 мм — *физическим песком*. Сумму частиц менее 0,001 мм называют *илистой* или *тонкодисперсной фракцией*. Фракцию крупной пыли иногда называют *лёссовидной*, так как она составляет основную массу в лёссах.

Камни (> 3 мм) — это обломки горных пород. Наличие их в почве затрудняет ее обработку и ускоряет износ сельскохозяйственной техники, что делает необходимыми мелиоративные работы по удалению камней на средне- и сильнокаменистых почвах (табл. 3.4).

Таблица 3.4

Классификация почв по каменности (Н.И. Смеян и др., 1990)

Частицы размером > 3 мм, м ³ /га	Степень каменности	Тип каменности
< 5	Некаменистые	Устанавливается по характеру скелетной части
5...15	Слабокаменистые	Валунные, галечниковые, щебенчатые
15...25	Среднекаменистые	
25...40	Сильнокаменистые	
> 40	Очень сильно каменистые	

На территории Беларуси чаще встречается валунный тип каменности.

Гравий (3...1 мм) состоит из обломков первичных минералов. Его содержание в почве обуславливает неблагоприятные водно-физические свойства, такие как провальная водопроницаемость при низкой влагоемкости.

Песок (0,05...1,0 мм) состоит из более мелких обломков первичных минералов, в основном кварца и полевого шпата, но отличается от гравия более высокой влагоемкостью. Если она достигает 10%, то такие пески пригодны для выращивания сельскохозяйственных культур; для лесных культур влагоемкость должна быть не менее 3...5%.

Крупная пыль (0,05...0,01 мм) по составу и свойствам почти не отличается от мелкого песка, но уже в **средней пыли** (0,01...0,005 мм) встречаются вторичные минералы, содержание которых еще более увеличи-

вается в **мелкой пыли** (0,005...0,001 мм). С повышением дисперсности пыли повышаются влагоемкость, высота капиллярного поднятия воды, пластичность, но уменьшается водопроницаемость (табл. 3.5). Поглотительная способность пыли выражена слабо, так как содержание в ней органических веществ и вторичных минералов невелико.

Таблица 3.5

Водно-физические свойства механических фракций почвообразующих пород
(В.В. Охотин, В.Г. Ткачук)

Размер механических элементов, мм	Водные свойства			Набухание, % объема	Физико-механические свойства		
	Максимальная молекулярная влагоемкость, %	Водопроницаемость, см/с	Высота капиллярного поднятия, см		Пластичность		Линейная усадка, % объема
					Предел текучести	Предел раскатывания в шнур	
2	0,2	0,5	0	—	Непластичные		—
2,0...1,5	0,7	0,2	1,5...3,0	—	«	«	—
1,5...1,0	0,8	0,12	4,5	—	«	«	—
1,0...0,5	0,9	0,072	8,7	—	«	«	—
0,5...0,25	1,0	0,056	20...27	—	«	«	—
0,25...0,10	1,1	0,030	50	5	«	«	—
0,10...0,05	2,2	0,005	91	6	«	«	—
0,05...0,01	3,1	0,0004	200	16	«	«	—
0,01...0,005	15,9	—	—	105	40	28	—
0,005...0,001	31,0	—	—	160	48	30	4, 1
< 0,001	—	—	—	405	87	34	8, 2

Ил (0,0001...0,001 мм) состоит преимущественно из вторичных минералов с незначительным количеством первичных в виде кварца и полевого шпата. У частиц мельче этого размера, в особенности **коллоидов** (< 0,0001 мм), при преобладании глинистых минералов и наличии гумуса хорошо выражены поглотительная способность и способность к коагуляции с образованием водопрочных агрегатов, включающих и более крупные частицы. Структурные почвы обладают хорошими физическими свойствами. Наличие же в почве илистой фракции вне

агрегатов снижает ее воздухо- и водопроницаемость и придает неблагоприятные физические и физико-механические свойства.

С уменьшением размеров механических элементов изменяются и химические свойства фракции, так как уменьшается содержание кремнезёма, увеличивается количество полуторных оксидов алюминия и железа, повышается содержание гумуса и элементов зольного и азотного питания растений.

Таким образом, свойства пород и почв зависят от соотношений между теми или другими фракциями механических элементов.

Гранулометрическим (механическим) составом называется относительное содержание в почве или породе фракций механических элементов.

Классификация почв по гранулометрическому составу проводится объединением пород и почв в несколько групп с характерными для них физическими и химическими свойствами.

Одну из первых классификаций в свое время дал Н.М. Сибирцев, разделив почвы по отношению физической глины к физическому песку. Эта классификация называется двучленной, так как в ней учтены две группы механических элементов. В настоящее время принята более совершенная классификация Н.А. Качинского (табл. 3.6).

Таблица 3.6

Классификация почв по гранулометрическому составу

Содержание физической глины (размер частиц < 0,01 мм), %			Краткое название почвы
Почвы подзолистого типа почвообразования*	Почвы степного типа почвообразования	Солонцы и сильно-солонцеватые почвы	
0...5	0...5	0...5	Песок рыхлый
5...10	5...10	5...10	Песок связный
10...20	10...20	10...15	Супесь
20...30	20...30	15...20	Суглинок легкий
30...40	30...45	20...30	Суглинок средний
40...50	45...60	30...40	Суглинок тяжелый
50...65	60...75	40...50	Глина легкая
65...80	75...85	50...65	Глина средняя
> 80	> 85	> 65	Глина тяжелая

* Для почв Беларуси супесь делится на рыхлую и связную, соответственно физической глины 10...15% и 15...20%.

Для определения гранулометрического состава почв используют лабораторные и полевые методы. Из лабораторных наиболее распространен пипеточный метод Н.А. Качинского, отличающийся от других достаточно высокой точностью.

В природных условиях применяют «мокрый» и «сухой» методы. «Мокрый» основан на увлажнении почвы до сырого состояния, скатывании из нее шарика, раскатывании его в шнур и изгибании шнура. Название почве дают в зависимости от поведения шнура (табл. 3.7). «Сухой» метод предполагает запоминание ощущения влажных и сухих образцов при растирании их между пальцами. Полевые названия должны проверяться выборочно лабораторными методами.

Таблица 3.7

**Определение гранулометрического состава почв полевым методом
раскатывания шнура (А.Ф. Вадюнина, З.А. Корчагина)**

Группа почв по механическому составу	Поведение почвы
Песок	Почва не скатывается
Супесь	При скатывании почва распадается на мелкие кусочки и не дает шнура
Суглинок:	
легкий	При раскатывании почвы формируется легко распадающийся на дольки шнур
средний	При раскатывании почвы формируется сплошной шнур, который при свертывании в кольцо распадается на дольки
тяжелый	При раскатывании почвы легко образуется шнур, который свертывается в кольцо с мелкими трещинами
Глина	Шнур легко свертывается в нерастрескивающееся кольцо

Кроме классификации почв по содержанию физической глины и физического песка, Н.А. Качинский предложил более детальную классификацию в зависимости от преобладания той или иной фракции: почва *гравелистая*, если преобладает фракция 3...1 мм, *песчаная* — 1,0...0,05 мм, *крупнопылеватая* — 0,05...0,01 мм, *пылеватая* — 0,01...0,001 мм и *иловатая* — меньше 0,001 мм. Название преобладающей фракции добавляется к основному названию почвы. Например, почва содержит физической глины 28,1%, песка — 37%, крупной пыли — 34,9%, средней и мелкой пыли — 16%, ила — 12,1%. Эта почва

должна называться легким крупнопылевато-песчаным суглинком, так как первая преобладающая фракция — песок, вторая — крупная пыль, третья — пыль и ил. Краткое название состоит из названия только одной фракции. Так, суглинки и супеси делятся на пылеватые и песчаные, пески — на крупно-, средне- и мелкозернистые. Если в почве есть камни, то к названию мелкозёма добавляется название почвы по степени каменистости (см. табл. 3.4), а при наличии гравия — слово «гравелистый».

В зависимости от удельного сопротивления при обработке сельскохозяйственным орудиям почвы делят на *легкие* (пески, супеси), *средние* (суглинки) и *тяжелые* (глины).

Гранулометрический состав имеет большое агрономическое значение. От него зависят свойства (физические и физико-механические) и режимы (водный, тепловой, воздушный, питательный) почв. Песчаные и супесчаные почвы хорошо водопроницаемы, обладают благоприятным тепловым и воздушным режимом, легко обрабатываются, но бесструктурны, бедны гумусом и зольными элементами, имеют низкую поглонительную способность и буферность, плохо удерживают воду. Глинистые почвы, наоборот, медленно прогреваются, имеют высокую влагоемкость (поэтому аэрации недостаточно), высокую поглонительную способность и буферность, они тяжелы при обработке, но богаты элементами питания.

В условиях Беларуси лучшими являются легкосуглинистые почвы, в чернозёмной зоне — тяжелосуглинистые, которые способны создавать хороший запас влаги. Из бесструктурных почв лучшими являются среднесуглинистые, так как песчаные испытывают недостаток влаги, а тяжелые заплывают.

3.3. Химический состав

Основой почвообразования являются горные породы, вода, воздух и почвенные организмы, поэтому почва по своему химическому составу отличается от исходных почвообразующих пород. Как видно из табл. 3.8, основную массу горных пород составляют O, Si и Al, на долю которых приходится 84,05%. Если прибавить Fe, Ca, Na, K, Mg, то в сумме восемь элементов составят 98,87% массы пород. Почвы наследуют характерные для пород соотношения, но значения кларков отдельных элементов изменяются: в почвах больше, чем в литосфере, кислорода (49 вместо 47%), водорода (5 вместо 0,15%), углерода (2 вместо 0,1%),

кремния (33 вместо 27,6%), азота (0,1 вместо 0,01%) за счет уменьшения оснований, железа, алюминия. Химический состав почвы зависит от состава и соотношения формирующих ее минералов и тех изменений, которые они претерпевают при выветривании. О происходящих изменениях можно судить на основе расчета молярных отношений $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ или $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ в илистой фракции почвы и породы. По этим показателям предложено следующее разделение коры выветривания (С.В. Зонн, 1969).

Таблица 3.8

**Среднее содержание химических элементов в литосфере и почвах,
% по массе (А.П. Виноградов)**

Элемент	Литосфера	Почва	Элемент	Литосфера	Почва
O	47,20	49,00	C	0,10	2,00
Si	27,60	33,00	S	0,09	0,085
Al	8,80	7,13	Mn	0,09	0,085
Fe	5,10	3,80	P	0,08	0,08
Ca	3,60	1,37	N	0,01	0,10
Na	2,64	0,63	Cu	0,01	0,002
K	2,60	1,36	Zn	0,005	0,005
Mg	2,10	0,60	Co	0,003	0,0008
Ti	0,60	0,46	B	0,0003	0,001
H	0,15		Mo	0,0003	0,0003

1. Аллитные ($\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3 < 2,5$). Подразделяются на аллитные (Al_2O_3 резко преобладает над Fe_2O_3), ферраллитные ($\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Fe}_2\text{O}_3$) и ферритные (Fe_2O_3 преобладает над SiO_2 и Al_2O_3 в коре в целом, а не только в илистой фракции).

2. Сиаллитные ($\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3 > 2,5$). Подразделяются на сиаллитные и ферросиаллитные. Для последних характерно сужение отношения $\text{SiO}_2 : \text{Fe}_2\text{O}_3$.

Отношения кремнезёма, оксидов железа и алюминия показывают, что накопление или убыль обусловлено как абсолютными изменениями количества каждого из них, так и относительными изменениями количества других.

Химический состав почвообразующей породы отражает и ее гранулометрический состав. Содержание SiO_2 уменьшается по мере уменьшения размеров фракций на фоне соответственного увеличения со-

держания Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Так, в тонкопылеватой и илистой фракции, особенно в сравнении с песком, преобладают относительно богатые алюминием и железом глинистые минералы, что и отражается на валовом химическом составе этих фракций.

Наследуют почвы и геохимические черты почвообразующих пород: на песчаных породах, богатых кварцем, почвы обогащены кремнезёмом, на лёссе — кальцием, на засоленных породах — солями и т.д.

При однородной почвообразующей породе валовой химический состав для различных горизонтов почвенного профиля неодинаков, что обусловлено особенностями почвообразования: подзолообразовательный процесс обедняет верхние горизонты основаниями, оксидами железа и алюминия и обогащает кремнезёмом, а в иллювиальном горизонте наблюдается обратная картина; с дерновым процессом связано обогащение верхней части почвы азотом, углеродом, серой и др. В общем валовой химический состав почвенного профиля варьирует и в каждом конкретном случае определяется присутствием в почве отдельных элементов и их соединений.

3.4. Содержание и формы химических элементов в почвах

Для оценки почвенного плодородия, кроме валовых запасов (потенциальный резерв), необходимы сведения о тех соединениях, которые могут быть использованы растениями (ближний резерв) и которые весьма динамичны даже в течение вегетационного периода.

Содержание **кремния** определяется наличием кварца SiO_2 и в меньшей мере — первичных и вторичных силикатов и алюмосиликатов. В почве может присутствовать в ряде случаев в больших количествах аморфный кремнезём (опал + халцедон). При выветривании он переходит в раствор в виде анионов орто- и метакремниевых кислот $[(\text{SiO}_3)^{2-}$ и $(\text{SiO}_4)^{4-}]$, силикатов щелочных металлов; частично в виде золя вымывается, а в виде геля может переходить во вторичный кварц. При взаимодействии с оксидами железа и алюминия могут образовывать вторичные силикаты. Валовое содержание SiO_2 колеблется от 40...70% в глинистых до 90...98% в песчаных почвах.

Азот очень важен для растений. Его общее количество колеблется от 0,1 до 0,5% (до 10 т/га в пахотном слое 0...20 см). Азот содержится в основном в составе гумуса и составляет в нем 1/10...1/20 от содержания углерода, входит в состав всех белковых веществ, фосфатидов и многих других органических соединений живой клетки.

Азот почвы можно разделить на шесть категорий: 1) азот органических веществ; 2) минеральный азот в почвенном растворе; 3) минеральный азот в обменном состоянии; 4) азот растительных остатков; 5) аммоний, фиксированный в глинистых минералах; 6) газообразный азот в почвенном воздухе.

Органический азот можно разделить на легко-, трудно- и негидролизуюмую фракции, минеральный азот присутствует в форме NH_4^+ и NO_3^- и лишь иногда в форме NO_2 .

Основным источником азотного питания растений являются физиологически равноценные минеральные формы окисления (NO_3^-) и восстановления (NH_4^+), на долю которых может приходиться 0,5...1,5% от валового.

Нитратный азот может быть свободным, подвижным и адсорбированным. Свободный находится в почвенном растворе, подвижный легко переходит из твердой фазы в раствор, адсорбированный находится в твердой фазе (коллоидах) в обменном состоянии и способен к обмену на фосфат-ион. Подвижные и адсорбированные соединения NO_3^- находятся в поглощенном состоянии и поэтому не вымываются и не подвергаются денитрификации.

По данным БГСХА, в дерново-подзолистых легкосуглинистых почвах Беларуси на долю легко- и трудногидролизующего азота приходится 12...23%, негидролизующего — 75...80%, минерального — 1...2% от валового азота почвы (Д.Г. Кротов, 1986). Взаимодействие форм зависит в значительной степени от протекания процессов аммонификации, нитрификации и денитрификации.

Ближайшим резервом для накопления минеральных соединений азота являются низкомолекулярные органические соединения, которые могут минерализоваться в течение вегетационного периода, что в сумме определяет количество потенциально усвоенных соединений азота.

Для их определения предложен метод, разработанный в 1982 г. Н.Н. Семененко и введенный с 1 января 1997 г. в качестве республиканского стандарта для минеральных почв Республики Беларусь. Сущность метода заключается в извлечении азота нитратов, обменного аммония и потенциально минерализуемых органических соединений 0,2 М раствором КОН, получении окрашенных индофенольных соединений в щелочной среде с последующим колориметрированием окрашенного раствора. В зависимости от содержания гумуса эта фракция включает 40...60% легкогидролизующего азота, извлекаемого по методу И.В. Тюрина 0,5 н. раствором H_2SO_4 . Более надежные результаты получаются, если количество доступных соединений определяется в слое 0...100 см тяжелых почв и в слое 0...60 см легких.

Схема процессов круговорота азота показана на рис. 3.4. Азот для растений находится в первом минимуме, поэтому даже на чернозёмах требуется внесение удобрений.

Углерод содержится в гумусе и в органических остатках, его много в составе карбонатов. Количество углерода в почве колеблется от долей процента до 3...5 и даже 10% в торфах и чернозёмах. Гумус — главный источник углерода, участвующего в процессе фотосинтеза. Его содержание в почве пополняется внесением органических удобрений.

Валовое содержание **фосфора** P_2O_5 составляет 0,1...0,2%. Это очень важный элемент в земледелии, так как многие почвы в естественном состоянии содержат мало доступных для растений фосфатов.

Фосфор почвы можно разделить: 1) на фосфор, входящий в состав аморфных и кристаллических минералов (апатиты, фосфориты, вивиниты); 2) фосфор, входящий в состав органических веществ (фитины, фосфатиды, нуклеопротеиды, сахарофосфаты и др.); 3) фосфор, адсорбированный на поверхности оксидов железа и алюминия и других неорганических компонентов почвы; 4) фосфор почвенного раствора. На долю органических фосфатов в дерново-подзолистых почвах приходится до 40%, в чернозёмах — около 60%. Запасы подвижного и поэтому доступного для растений фосфора зависят от скорости превращения органического фосфора и труднодоступных минеральных соединений.

Для оценки фосфатного режима почвенные фосфаты разными методами делят на фракции, воздействуя на почву различными растворителями. При этом выделяются органические фосфаты, фосфаты железа и алюминия, недоступные для растений, и фосфаты кальция разной степени растворимости. Менее растворим гидроксилapatит $Ca_{10}(OH)_2(PO_4)_6$, более растворим трикальцийфосфат $Ca_3(PO_4)_2$, еще более — октакальцийфосфат $Ca_8H_2(PO_4)_6 \cdot 5H_2O$, монетит $CaHPO_4$, брусит $CaHPO_4 \cdot 2H_2O$ и $Ca(H_2PO_4)_2 \cdot H_2O$ (однозамещенный фосфат). Наиболее благоприятная реакция, при которой накапливаются доступные фосфаты, — pH 6,0...6,5. В кислой и щелочной среде происходит ретроградация фосфатов, когда образуются или неподвижные фосфаты железа и алюминия, или гидроксилapatит. Поэтому много случаев, когда при высоком содержании подвижных фосфатов эффективно применение фосфорных удобрений и, наоборот, не эффективно при низком. Поэтому для характеристики фосфатного режима почвы надо определять не только количество фосфатов (фактор емкости P_2O_5 , мг/кг, по Кирсанову, в растворе 0,2 н. HCl), но и их доступность (фактор интенсивности P_2O_5 , мг/л, по Карпинскому — Замятиной, в растворе 0,03 н. K_2SO_4).

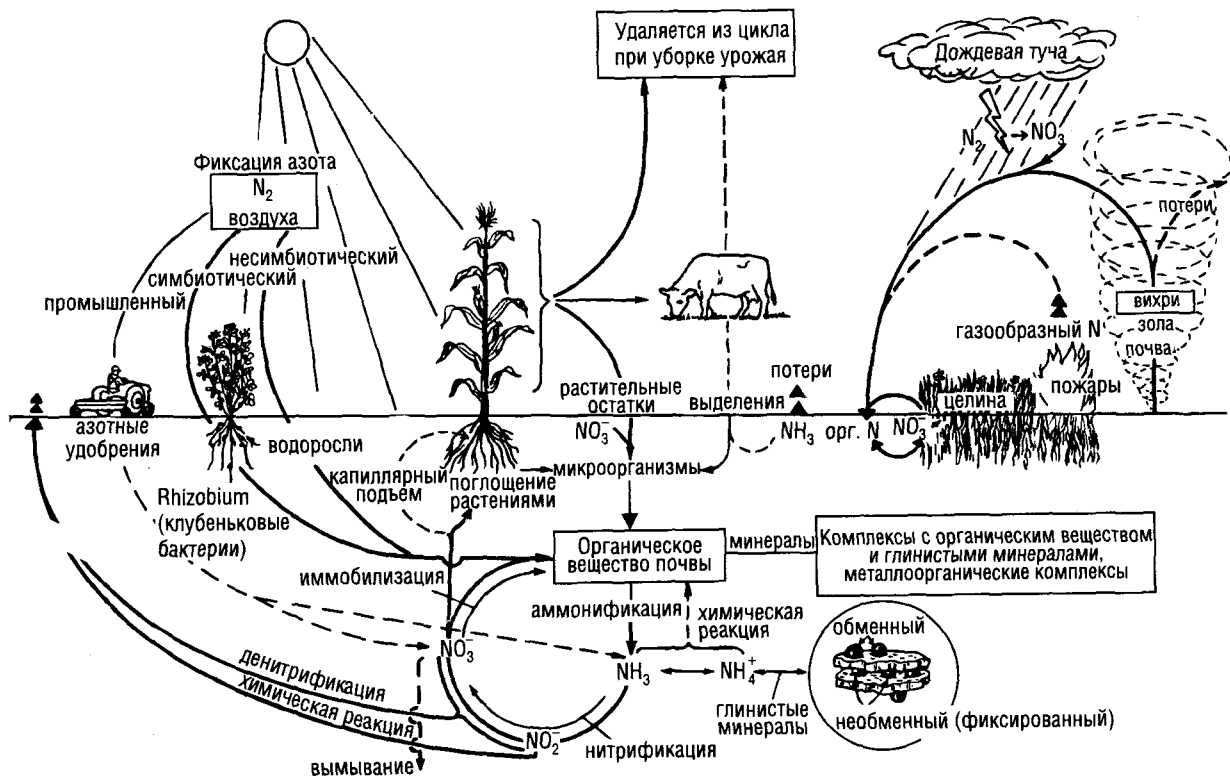


Рис. 3.4. Цикл азота в почве (по С.А. Барберу, 1988)

Алюминий и железо входят в состав первичных и вторичных минералов, накапливаются в форме оксидов и гидроксидов, образуют с органическими веществами комплексные соединения. При их выветривании формируются аморфные гели $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, которые при кристаллизации переходят во вторичные минералы: бемит $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, гиббсит $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, гетит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ и гидрогетит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. В кислой среде гидроксиды алюминия ($\text{pH} < 5,0$) и гидроксиды железа ($\text{pH} < 3,0$) становятся подвижными, появляются ионные формы железа и алюминия, которые связывают растворимые фосфаты в нерастворимые — варисцит $\text{AlPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, стренгит $\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и еще более устойчивые $\text{Al}_2(\text{OH})_3\text{PO}_4$ и $\text{Fe}_2(\text{OH})_3\text{PO}_4$. Этот процесс называется *ретроградацией фосфатов*, в результате которого снижается доступность фосфора растениям.

В анаэробных условиях оксид железа переходит в закисную форму с образованием растворимых соединений FeCO_3 , FeO_4 , $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$, доступных растениям. В аэробных условиях и при нейтральной реакции ($\text{pH} \sim 7,0$) наблюдается хлороз из-за недостатка растениям железа. Повышенная подвижность железа и алюминия угнетает растения. Валовое содержание Al_2O_3 в почвах колеблется от 1...2 до 15...20%, в ферраллитных почвах тропиков может достигать 40%. Валовое содержание Fe_2O_3 колеблется от 0,5...1,0 до 8...10%, а в почвах тропиков — до 20...50%.

Калий — необходимый элемент для растений. Содержание K_2O в почвах колеблется от 1 до 2...3% (больше в тяжелых, меньше — в легких почвах). Он входит в состав глинистых минералов, гидрослюд, калиевых полевых шпатов, биотита, мусковита, солей и др. Калий минералов растениям недоступен.

Различают следующие формы калия в почве: 1) калий почвенного раствора (водорастворимый); 2) обменный калий; 3) труднодоступный (необменный) калий; 4) калий почвенных минералов. Между этими формами существует подвижное равновесие. Если оно нарушается, то ионы калия заново перераспределяются между ними. Наиболее быстро восстанавливается равновесие между обменным и водорастворимым калием, медленнее — между необменным и обменным.

Основным источником калия для растений являются калий почвенного раствора и обменный калий, определяемый по Кирсанову, т.е. в той вытяжке, что и фосфор. Калий минералов превращается медленно, и часто в течение одного вегетационного периода он не играет существенной роли в обеспечении растений калием.

Кальций и магний — необходимые элементы для растений. Содержание CaO в бескарбонатных суглинистых почвах составляет 1...3%,

содержание MgO обычно близко к CaO . Они входят в состав глинистых минералов (кальцит, гипс, доломит, оливин, пироксены и др.), в почвах аридной зоны много сульфатов магния и кальция.

Выделяют следующие соединения кальция и магния в почве: 1) кальций и магний минералов; 2) обменный кальций и магний; 3) кальций и магний почвенного раствора (водорастворимые). Основные соединения кальция и магния, способные поглощаться растениями, — водорастворимые и обменные. В большинстве почв среди обменно-поглощенных катионов $Ca > Mg > K > Na$. Соотношение между обменными одновалентными и двухвалентными катионами определяет катионную активность почвы, от которой зависит поступление катионов в растения. Для каждого вида растений эти соотношения должны быть оптимальными, что необходимо учитывать при известковании. В частности, данные БГСХА (М.М. Комаров, 1995) показывают, что наиболее благоприятны следующие уровни: Ca — 40...50, Mg — 10...15, K — 4...5% для озимой ржи и ячменя; Ca — 35...40, Mg — 13...17, K — 4...5% от емкости катионного обмена (ЕКО) для льна-долгунца, т.е. отношение $K : Mg : Ca$ должно быть равным 1 : 2,5...3,0 : 9...10.

Валовое содержание **натрия** NaO в почве около 1...3%. Он входит в состав главным образом полевых шпатов, в степной зоне присутствует в виде хлоридов. Натрий имеет значение для оптимизации катионной активности в почве. Дефицит этого элемента для растений обычно не наблюдается. Соединения натрия те же, что и для Ca и Mg : натрий минералов, обменный натрий и водорастворимый.

Содержание **серы** SO_3 в почве колеблется от 0,01 до 2% и более. Она присутствует в виде растворимых сульфатов, адсорбированных на почвенных минералах, сульфидов и в составе органического вещества. Для растений доступны сульфаты почвенного раствора; адсорбированные сульфаты переходят в почвенный раствор с увеличением pH. Основным источником серы, поступающей в почвенный раствор, является органическая сера. Ее обычно в 10 раз меньше, чем азота, и при минерализации органического вещества она высвобождается быстрее, чем азот.

3.5. Микроэлементы в почвах

К микроэлементам относятся бор B , марганец Mn , кобальт Co , медь Cu , цинк Zn , молибден Mo и др. Они содержатся в почвообразующих породах в небольших количествах ($n \cdot 10^{-3}\%$, табл. 3.9), играют чрезвычай-

но важную роль в жизни растений, человека и животных, принимают участие в углеводном и азотном обменах, окислительно-восстановительных процессах, входят в состав ферментов, гормонов, витаминов, повышают устойчивость живых организмов к болезням и неблагоприятным внешним условиям. Недостаток микроэлементов в почвах приводит к снижению урожайности растений и их качества, вызывает нарушение нормальной деятельности организмов человека и животных и развитие различных заболеваний. Избыток микроэлементов может вызывать токсикоз, содержание их в повышенном количестве в растениях является причиной тяжелых заболеваний животных.

Таблица 3.9

**Содержание микроэлементов в почвообразующих породах, мг/кг
(К.В. Веригина, Ю.И. Добрицкая, Е.Г. Журавлёва и др.)**

Почвообразующая порода	Цинк	Кобальт	Медь	Молибден
Покровные суглинки	51,0	10,5	20,4	3,4
Валунные суглинки	50,4	10,3	20,0	2,9
Флювиогляциальные пески и супеси	12,3	1,5	5,6	1,1
Лёссы и лёссовидные суглинки	81,1	8,0	24,3	3,6
Юрские глинистые сланцы горного Крыма	138,0	18,0	37,0	3,0
Элювий юрских известняков горного Крыма	73,0	4,5	17,5	5,9
Элювий андезитобазальтовых порфиритов Кавказского побережья	98,0	7,0	56,0	5,4

Валовые запасы микроэлементов в почвах определяются главным образом их содержанием в материнской породе и в преобладающей мере связаны с содержанием в почве первичных минералов, отчасти глинистых минералов и органического вещества. Так, Ni, Co, Zn содержатся в авгите, биотите, ильмените, магнетите, роговой обманке; Cu — в авгите, апатите, биотите, гранитах, калиевых полевых шпатах, плагиоклазах; В — в турмалине; Рb — в авгите, апатите, биотите, мусковите, калиевых полевых шпатах и др.

В процессе почвообразования происходит перераспределение микроэлементов, вследствие чего они накапливаются или вымываются из верхних горизонтов; их количество может увеличиваться в результате внесения удобрений, техногенных загрязнений, вблизи вулканов

и др. Поэтому выделяются территории с недостаточным или избыточным содержанием микроэлементов. Такие территории А.П. Виноградов назвал *биогеохимическими провинциями*. Так, территория Беларуси, особенно Полесье, характеризуется недостатком иода в водах и почвах, в результате чего у многих людей наблюдается зобная болезнь, при недостатке кобальта развивается лейкемия (сухотка в Прибалтике), избыток молибдена в Северном Казахстане, Туве, Армении вызывает подагру и т.д. Болотные почвы бедны медью, поэтому зерновые не образуют колоса.

Доступность микроэлементов для растений определяется содержанием их в почвенном растворе в ионообменном состоянии. Она зависит от реакции среды, наличия органического вещества, окислительно-восстановительных условий, биологической активности почвы. Так, при кислой реакции увеличивается подвижность Zn, Cu, Mn, Co и уменьшается подвижность Mo; B, I, F подвижны в кислой и щелочной среде.

Гумусовые, а также муравьиная, лимонная и другие кислоты могут образовывать с микроэлементами как растворимые, так и нерастворимые соединения. Подвижные соединения микроэлементов принято определять по Пейве—Ринькису в следующих растворах: B — в кипящей дистиллированной воде; Mn — в 0,1 М H_2SO_4 ; Co — в 1 М HNO_3 ; Cu и Zn — в 1 М HCl; Mo — в щавелевой кислоте и ее аммонийной соли (рН 7,0 или 5,0).

Среднее содержание подвижных соединений микроэлементов в почвах Беларуси приведено в табл. 3.10.

Таблица 3.10

Среднее содержание подвижных соединений микроэлементов в почвах Республики Беларусь, мг/кг (В.С. Аношко, Г.П. Дубиковский, З.С. Ковалевич и др.)

Почвы	Бор	Марганец	Кобальт	Медь	Цинк	Молибден
Дерново-подзолистые:						
на песках	0,16	33,0	0,33	0,90	0,77	0,06
суглинистые на песках	0,18	35,0	0,40	1,30	0,94	0,08
супесчаные	0,23	33,7	0,50	1,50	1,12	0,12
на моренных суглинках	0,23	75,3	0,57	1,40	—	0,09
на лёссах	0,18	77,0	0,59	1,40	—	0,09
заболоченные суглинистые	0,28	85,0	0,97	1,90	1,18	0,09

Окончание табл. 3.10

Почвы	Бор	Марганец	Кобальт	Медь	Цинк	Молибден
Низинные торфяно-болотные	1,58	76,9	0,87	3,20	—	0,23
Дерново-болотные супесчаные и суглинистые	0,32	52,9	1,02	2,3	0,40	0,13

В табл. 3.11 показана группировка растений по их обеспеченности микроэлементами в зависимости от биологических особенностей.

Таблица 3.11

**Группировка растений по степени обеспеченности микроэлементами
(по И.Г. Важенину)**

Степень обеспеченности	Содержание подвижных микроэлементов, мг/кг (в вытяжках по Пейве — Ринькису)					
	Бор	Марганец	Медь	Цинк	Кобальт	Молибден

**1-я группа растений — невысокого выноса микроэлементов
(зерновые, картофель, кукуруза)**

Низкая	< 0,1	< 15	< 0,5	< 0,3	< 0,3	< 0,05
Средняя	0,1...0,3	15...30	0,5...1,5	0,3...1,5	0,3...1,0	0,05...0,15
Высокая	> 0,3	> 30	> 1,5	> 1,5	> 1,0	> 0,15

2-я группа растений — повышенного выноса элементов (корнеплоды, овощи, травы (бобовые, разнотравье, плодовые, подсолнечник))

Низкая	< 0,3	< 45	< 2,0	< 1,5	< 1,0	< 0,2
Средняя	0,3...0,5	45...70	2,0...4,0	1,5...3,0	1,0...3,0	0,2...0,3
Высокая	> 0,5	> 70	> 4,0	> 3,0	> 3,0	> 0,3

3-я группа растений — высокого выноса элементов (высокоурожайные сорта интенсивного типа, сельскохозяйственные культуры 1-й и 2-й группы в условиях высокого агрофона и при орошении)

Низкая	< 0,3	< 100	< 5,0	< 3,0	< 3,0	< 0,3
Средняя	0,3...1,0	100...150	5,0...7,0	3,0...5,0	3,0...5,0	0,3...0,5
Высокая	> 1,0	> 150	> 7,0	> 5,0	> 5,0	> 0,5

3.6. Радиоактивность почв

Радиоактивность почв обусловлена наличием в них естественных и искусственных изотопов. Она выражается количеством распадов в единицу времени: по системе СИ — беккерель (1 Бк — 1 распад/с) или кюри (1 Ки = $3,7 \cdot 10^{10}$ Бк).

Все естественные радиоактивные элементы являются долгоживущими, испускают α -, β - и γ -лучи. Их делят на три группы:

1) радиоактивные изотопы семейств урана (^{238}U), тория (^{232}Th), радия (^{226}Ra);

2) радиоактивные изотопы стабильных изотопов: калий (^{40}K), рубидий (^{87}Rb), кальций (^{48}Ca) и др. Особое значение в этой группе имеет ^{40}K , составляющий 0,0119% общей массы калия;

3) космогенные радиоизотопы: углерод-14 (^{14}C), тритий (^3H), бериллий (^7Be , ^{10}Be).

Количество естественно живущих изотопов в почвах незначительно: ^{232}Th — $4 \cdot 10^{-6} \dots 16 \cdot 10^{-4}\%$; ^{238}U — $3 \cdot 10^{-4} \dots 5,1 \cdot 10^{-4}\%$; ^{226}Ra — $1 \cdot 10^{-12} \dots 1,7 \cdot 10^{-10}\%$; ^{40}K — $3,9 \cdot 10^{-6} \dots 3,7 \cdot 10^{-5}\%$. Содержание их зависит в основном от почвообразующих пород. Естественно живущих изотопов больше в тяжелых почвах, кроме того, их больше аккумулируется в иллювиальных и глеевых горизонтах, в почвах они находятся в прочно связанной форме. Отмечается перераспределение между сопряженными ландшафтами вследствие меньшей миграционной подвижности тория и повышенной урана и радия.

Искусственная радиоактивность почв обусловлена их загрязнением радиоактивными изотопами, образовавшимися в результате термоядерных и атомных взрывов. На повышение радиационного фона влияют выбросы атомных электростанций, обогатительных урановых фабрик, тепловых электростанций, работающих на угле и горючих сланцах. Характерно, что при этом почти не изменяются основные свойства почвы (реакция, питательный режим и др.), но накопление радиоактивных веществ может превышать пределы биологически безопасных доз.

Особо опасными загрязнителями являются ^{90}Sr , ^{106}Ru , ^{129}I , ^{137}Cs , ^{144}Ce , ^{226}Ra , ^{238}U , которые характеризуются высокой энергией излучения, длительным периодом полураспада ($T_{1/2}$ для ^{90}Sr — 28 лет, ^{137}Cs — 33 года, ^{235}U — $4,5 \cdot 10^9$ лет). По степени подвижности они располагаются следующим образом: $^{90}\text{Cs} > ^{137}\text{Cs} > ^{144}\text{Ce} > ^{129}\text{I}$. Искусственные радиоактивные элементы могут смываться поверхностными стоками, мигрировать по почвенному профилю. Их содержание в подвижной или менее подвижной форме определяется емкостью поглощения, минералогическим составом почвы, содержанием гумуса в ней. На по-

ступление радиоактивных изотопов в растения влияют ионы элементов, являющихся аналогами радионуклидов. Так, по своим свойствам ^{90}Sr близок к кальцию, ^{137}Cs — к калию. Поэтому высокие дозы калия и кальция препятствуют накоплению в растениях повышенного количества радионуклидов.

Для Республики Беларусь, подвергшейся радиоактивному загрязнению в результате катастрофы на Чернобыльской АЭС, проблема получения продуктов питания и сельскохозяйственного сырья с содержанием радионуклидов в пределах допустимых уровней имеет особую значимость. В табл. 3.12 показаны площади и плотность загрязнения сельскохозяйственных угодий цезием-137 по состоянию на 1 января 2010 г. Основные массивы загрязненных пахотных угодий сосредоточены в Гомельской (58%) и Могилёвской (28%) областях. В результате исследований установлено, что на кислых малогумусных почвах подвижных радионуклидов больше, чем на высокоплодородных, и повышение в почве содержания гумуса, подвижных соединений фосфора и калия, снижение кислотности почвы способствуют уменьшению накопления радионуклидов растениями в 1,5–3,0 раза. Установлено также, что оно выше на гидроморфных почвах по сравнению с автоморфными и что большое значение имеют биологические особенности растений. На этой основе были рассчитаны значения коэффициентов перехода радионуклидов из почвы в урожай в зависимости от гранулометрического состава почв, результатов агрохимического и радиологического обследования почв. Руководствуясь этими коэффициентами, можно определить предельно допустимые уровни загрязнения продукции и разработать мероприятия, снижающие эти уровни.

3.7. Магнитные свойства почв

Магнитные свойства почв имеют существенное значение для характеристики физических свойств почв и грунтов. Как показывают исследования кафедры физики МГУ им. М.В. Ломоносова (Н.Ф. Бабанин) и Удмуртской ГСХА (В.П. Ковриго, А.А. Лукшин и др.), магнитные свойства почв коррелируют с большинством протекающих в почве процессов и поэтому могут использоваться для характеристики этих процессов и в агрономической практике.

Одним из этих свойств является *объемная магнитная восприимчивость*, которая связана с магнитным полем и намагниченностью: $\chi = I/H$, где I — намагниченность почвы; H — напряженность магнитного поля, вызвавшего эту намагниченность.

Таблица 3.12

Плотность загрязнения сельскохозяйственных земель Минсельхозпрода Республики Беларусь цезием-137 по состоянию на 01.01.2010 г. (сельскохозяйственные организации с естественными луговыми землями)

Область	Пло- щадь, тыс. га	До 1 Ки/км ²		С плотностью загрязнения, Ки/км ²									
		тыс. га	%	всего > 1 Ки/км ²		из них по зонам							
				тыс. га	%*	1...5		5...15		15...40		40 и более	
						тыс. га	%**	тыс. га	%	тыс. га	%	тыс. га	%
Сельскохозяйственные земли													
По Беларуси	7657,9	6643,676	86,8	1014,224	13,2	788,971	77,8	198,066	19,5	27,079	2,6	0,108	0,1
Брестская	1210,9	1136,304	93,8	74,596	6,2	71,211	95,4	3,385	4,6	—	—	—	—
Витебская	1335,8	1335,525	99,9	0,275	0,1	0,275	100,0	—	—	—	—	—	—
Гомельская	1227,5	646,801	52,7	580,699	47,3	427,865	73,4	132,966	22,9	19,76	3,4	0,108	0,3
Гродненская	1103,9	1075,493	97,4	28,407	2,6	28,407	100,0	—	—	—	—	—	—
Минская	1624,5	1566,491	96,4	58,009	3,6	56,992	98,2	1,017	1,8	—	—	—	—
Могилевская	1155,3	883,062	76,4	272,238	23,6	204,221	75,0	60,698	22,2	7,319	2,8	—	—
Пашня + многолетние насаждения													
По Беларуси	4718,0	4122,412	87,4	595,588	12,6	460,234	77,3	120,306	20,2	15,029	2,5	0,019	0,003
Брестская	679,1	645,534	95,1	33,566	4,9	32,763	97,6	0,803	2,4	—	—	—	—
Витебская	781,3	781,046	99,9	0,254	0,1	0,254	100,0	—	—	—	—	—	—
Гомельская	703,0	351,188	50,0	351,812	50,0	255,101	72,5	84,78	24,1	11,912	3,4	0,019	0,005
Гродненская	722,5	706,195	99,7	16,305	2,3	16,305	100,0	—	—	—	—	—	—
Минская	1103,8	1069,862	96,9	33,938	3,1	33,577	98,9	0,361	1,1	—	—	—	—
Могилевская	728,3	568,587	78,1	159,713	21,9	122,234	76,5	34,362	21,5	3,117	2,0	—	—

Окончание табл. 3.12

Область	Площадь, тыс. га	До 1 Ки/км ²		С плотностью загрязнения, Ки/км ²									
		тыс. га	%	всего > 1 Ки/км ²		из них по зонам							
				тыс. га	%*	1...5		5...15		15...40		40 и более	
						тыс. га	%**	тыс. га	%	тыс. га	%	тыс. га	%

Луговые земли

По Беларуси	2939,9	2521,264	85,8	418,636	14,2	328,737	78,5	77,76	18,6	12,05	2,8	0,089	0,1
Брестская	531,8	490,77	92,3	41,03	7,7	38,448	93,7	2,582	6,3	—	—	—	—
Витебская	554,5	554,479	99,99	0,021	0,01	0,021	100,0	—	—	—	—	—	—
Гомельская	524,5	295,613	56,4	228,887	43,6	172,764	75,4	48,186	21,0	7,848	3,4	0,089	0,2
Гродненская	381,4	369,298	96,8	12,102	3,2	12,102	100,0	—	—	—	—	—	—
Минская	520,7	496,629	95,4	24,071	4,6	23,415	97,3	0,656	2,7	—	—	—	—
Могилевская	427,0	314,475	73,6	112,525	26,4	81,987	72,8	26,336	23,4	4,202	3,8	—	—

* Процент от наличия сельскохозяйственных земель в области.

** Процент от «всего > 0,15».

В состав почвы входят вещества, обладающие различной магнитной восприимчивостью:

1. *Диамагнетики* ($\chi < 0$) намагничиваются в магнитном поле противоположного внешнему магнитному полю. Величина χ колеблется в пределах $(0,3...0,9) \cdot 10^{-6}$ СИ (кварц, ортоклаз, кальций, вода и органические вещества).

2. *Парамагнетики* и *антиферромагнетики* ($\chi > 0$). Величина χ колеблется в пределах $(1...93) \cdot 10^{-6}$ СИ (доломит, мусковит, биотит, гетит, гематит, сидерит и др.).

3. *Ферромагнетики* и *ферримангнетики* — базальты, андезиты, габбро, магнетит и др. Магнитная восприимчивость их несравненно более высокая: $(250...80\,000) \cdot 10^{-6}$ СИ.

Твердая фаза почвы является смесью диа-пара и ферромагнитных компонентов, поэтому показателями магнитных свойств почв являются также *остаточная намагниченность I_r* , *намагниченность насыщения I_s* , *коэрцитивная сила H_c* (противоположное магнитное поле). При полном цикле намагничивания получается замкнутая кривая — *петля магнитного гистерезиса*.

Наиболее информативным показателем магнитных свойств почв является объемная магнитная восприимчивость χ , величина которой определяется с помощью приборов ИМВ-2, ИПК-2 и других как в полевых, так и в лабораторных условиях. При этом достаточно обеспечить соприкосновение поверхности датчика прибора с почвой. Значение χ в единицах СИ считывается со шкалы прибора. Максимальное значение χ — в краснозёмах и чернозёмах, минимальное — в почвах тундры и во всех гидроморфных почвах. На наличие величины объемной магнитной восприимчивости почвы влияют процессы оподзоливания и оглеения, более легкий гранулометрический состав, плоскостная водная эрозия, сезонное переувлажнение. В итоге каждый тип и подтип почвы характеризуется своим магнитным профилем.

Величины магнитной восприимчивости могут использоваться для диагностики почв, установления почвенных границ, бонитировки, определения степени окультуренности, почвенного мониторинга и др.

3.8. Электрофизические свойства почв

Электрофизические свойства почвы обусловлены:

1) наличием электрического заряда на поверхности почвенных частиц;

2) свойствами жидкой фазы почвы при прохождении через нее электрического тока.

К первой группе свойств относится *электрокинетический потенциал*, который возникает на границе раздела твердой фазы и воды или приложенным внешним электрическим полем. Почвенные частицы обычно имеют отрицательный заряд, за исключением гидроксидов Fe и Al, которые меняют его в зависимости от pH среды. Скорость передвижения частиц (см/с) при градиенте потенциала (В/см) называется *электрофоретической подвижностью*. Электрофорез используется для определения заряда частиц, при очистке дрена от заиливания и др.

Ценную информацию о почве как физическом теле дают такие показатели из этой группы свойств, как *поверхностная проходимость (проводимость)*; *электроосмос* — движение жидкости под влиянием внешнего электрического поля (возрастает с увеличением влажности и солонцеватости, важен в мелиорации); *потенциал фильтрации* — разность потенциалов, возникающих между концами почвенной колонны при протекании жидкости под давлением, необходимые при исследовании почв и в технологии их использования (осушение, орошение и т.д.)

Вторая группа свойств включает такие показатели, как *электропроводимость* жидкой фазы или ее *электросопротивление*, которое зависит от структуры почвы и концентрации почвенного раствора (сравнивают с эталонным раствором); *диэлектрическая проницаемость* — величина заряда, необходимая для повышения заряда на 1 В (используется для определения влажности почвы разными влагомерами в гидрогеологии, инженерной геологии и почвоведении, для изучения категорий почвенной влаги).

Глава 4

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ПОЧВ И ПРОЦЕССЫ ЕГО ТРАНСФОРМАЦИИ

Органическое вещество почв — это совокупность живой биомассы, органических остатков растений, микроорганизмов и животных различной степени разложения, продуктов их метаболизма и гумуса, т.е. специфических новообразованных веществ почв. В органическом веществе аккумулируются запасы элементов питания и энергии, оно является регулятором главных физико-химических и биологических свойств

почвы и обуславливает специфику физических свойств. Все свойства почвы и режимы в любой природной зоне формируются при прямом или косвенном участии органического вещества, и поэтому его значение трудно переоценить.

4.1. Источники органических веществ в почве

Источники органической части почвы — органические остатки разной природы, поступающие в нее. В целинных почвах — это растительные остатки, микроорганизмы и почвенная фауна, являющиеся как исходным материалом для образования гумуса, так и возбудителем гумусообразования. Наибольшую биомассу и годичный прирост в наземных биоценозах имеют зеленые растения (автотрофы), способные синтезировать органические вещества из минеральных соединений. Биомасса почвенных микроорганизмов и представителей животного мира в несколько десятков, сотен и даже тысяч раз уступает биомассе зеленых растений. Новых запасов органического вещества они не вносят, а перерабатывают растительные остатки, образуя вторичные формы органических веществ почвы. Как показывают Л.Е. Родин и Н.И. Базилевич (см. табл. 1.1), количество общей биомассы зеленых растений колеблется в широких пределах (в год от 0,5...2,0 т/га и более в тундре до 50 т/га в тропическом лесу), в то время как сезонная или годовая продуктивность микроорганизмов невелика и колеблется в пределах 1...2 т/га сухого вещества.

Химический состав органических остатков зависит от типа отмерших организмов, основную массу веществ которых составляют белки, углеводы, лигнин, липиды, липопротеиды, дубильные вещества, смолы, алкалоиды, воски и многие другие органические соединения (табл. 4.1). Содержание золы в них колеблется в пределах 1...10% (в водорослях 20...30%). В живом организме комплекс этих соединений образует сложную открытую изотермическую систему, отличающуюся высокой ферментативной активностью. При отмирании организмов эта система подвергается сложным процессам трансформации, превращаясь в новые, уже неживые формы накопления органических веществ в биосфере.

При отмирании белковые вещества быстро подвергаются биохимическим превращениям. Под влиянием протеаз они расщепляются на более простые компоненты, аминокислоты, которые легко гумифицируются и минерализуются. Белки отмерших организмов — один из основных источников азота в почве. Разрушение первичных белков

Таблица 4.1

**Химический состав высших и низших организмов,
% к сухому веществу (А.Е. Возбуждая)**

Организмы	Зола	Белко- вые ве- щества	Углеводы		Лиг- нин	Липиды, дубильные вещества
			целлю- лоза	гемичесел- люлоза и прочие углеводы		
Бактерии	2...10	40...70	—	Есть	—	1...40
Водоросли	20...30	10...15	5...10	50...60	—	1...3
Лишайники (кустистые и пластинчатые)	2...6	3...5	5...10	60...80	8...10	1...3
Мхи	3...10	5...10	15...25	30...60	—	5...10
Папоротнико- видные	6...7	4...5	20...30	20...30	20...30	2...10
Хвойные:						
древесина	0,1...1,0	0,5...1,0	45...50	15...25	25...30	2...12
хвоя	2...5	3...8	15...20	15...20	20...30	15...20
Лиственные:						
древесина	0,1...1,0	0,5...1,0	40...50	20...30	20...25	5...15
листья	3...8	4...10	15...25	10...20	20...30	5...15
Многолетние травы:						
злаки	5...10	5...12	25...40	25...35	15...20	2...10
бобовые	5...10	10...20	25...30	15...25	15...20	2...10

всегда сопровождается синтезом вторичных, образующих плазму микроорганизмов. Скорость трансформации углеводов различна и обусловлена их химическим составом. Наиболее интенсивно разлагаются моно- и олигосахариды, полисахариды разлагаются медленнее и еще медленнее — целлюлоза. Лигнин наиболее устойчив против разложения, но, имея ароматическое строение, он хорошо гумифицируется, вследствие чего многие исследователи (С. Ваксман, Г.Л. Стадников, В. Фляйг и др.) считали его основным гумусообразователем. Медленно разлагаются и липиды, причем со временем скорость их трансформации становится меньше, в результате чего происходит относительное

накопление липидов. Одновременно количество липидов возрастает при нарастании биомассы грибов, участвующих в разложении опада, так как их тело содержит до 20% липидов. В группу липидов входит обширная группа жиров и жироподобных веществ, воски, липопро-теиды.

Активную роль в почвообразовании играют растительные вещества вторичного происхождения: эфирные масла и смолы, ароматические соединения, органические кислоты алифатического ряда, алкалоиды, антибиотики, регуляторы роста и др.

Таким образом, с органическими остатками в почву поступает комплекс различных по молекулярной массе, химическому строению и степени устойчивости соединений. Среди них преобладают высокомолекулярные соединения, подвергающиеся сложным процессам превращения, самые главные из которых — гумификация и минерализация.

Существенным источником органических веществ в пахотных почвах являются органические удобрения разного состава.

4.2. Общая схема гумусообразования.

Современные представления о гумусообразовании

Гумусообразование — сложный биохимический процесс превращения органических остатков в гумус, развивающийся в почве при обязательном участии микроорганизмов.

Современные представления о гумусообразовании формировались долго. Основоположником биологического направления в теории гумусообразования является М.В. Ломоносов, который в 1761 г. писал, что «почвы произошли от согнития животных и растущих тел со временем». Такие классики естествознания XIX в., как К. Шпренгель, Я. Берцелиус и Г. Мульдер, рассматривали гумусообразование как цикл химических реакций и считали гумусовые кислоты безазотистыми соединениями. Наибольшее признание получили две гипотезы.

1. Конденсационная, или полимеризационная, теория гумификации. Ее разрабатывали С.П. Кравков, А.Г. Трусов, М.М. Кононова, В. Фляйг, Ф. Дюшофур, Г. Фидлер, Г. Ульрих и др. По А.Г. Трусову и М.М. Кононовой, гумификация протекает по следующей схеме (рис. 4.1):

♦ начальная стадия гумификации растительных остатков идет при участии микроорганизмов и сопровождается гидролизом в неживых клетках и минерализацией части входящих в них компонентов до CO_2 , H_2O , NH_3 и др.;

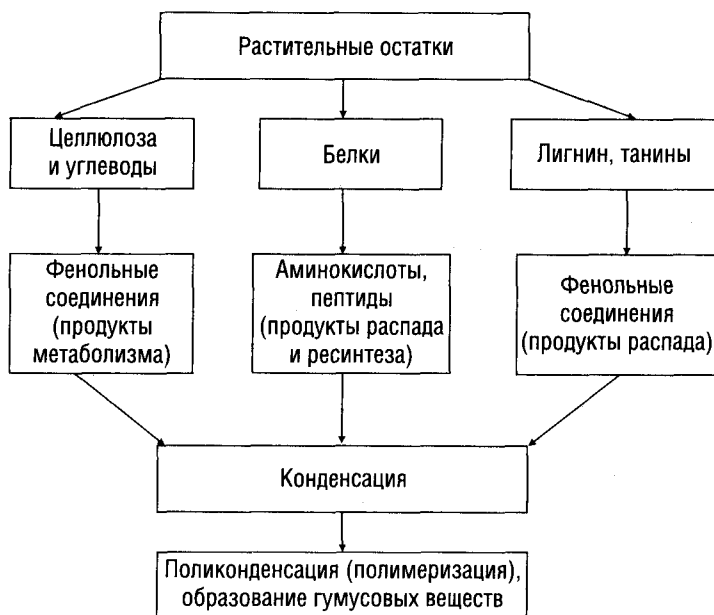


Рис. 4.1. Схема образования гумусовых веществ (по М.М. Кононовой, 1967)

♦ все компоненты растительных тканей есть первоисточники фенольных соединений в формах продуктов метаболизма, распада и ресинтеза. Эти компоненты являются структурными единицами, из которых образуются гумусовые вещества;

♦ конденсация ароматических соединений фенольного типа с аминокислотами и протеинами путем окисления фенолов ферментами типа фенооксидаз через семихиноны до хинонов;

♦ полимеризация или поликонденсация. Эти процессы трактуются по-разному, и пока недостаточно экспериментального подтверждения того, что они являются основными реакциями гумификации.

2. Теория окислительного карбоксилирования. Предложена И.В. Тюриным в 30-х годах XX в. и развита позднее Л.Н. Александровой. Суть ее заключается в следующем: гумификация — процесс биофизико-химический, но непосредственными источниками гумусовых веществ являются не мономеры, как в конденсационной теории, а высокомолекулярные продукты разложения. Протекает он длительно и в несколько этапов при неперенном участии оксидаз микроорганизмов (рис. 4.2).

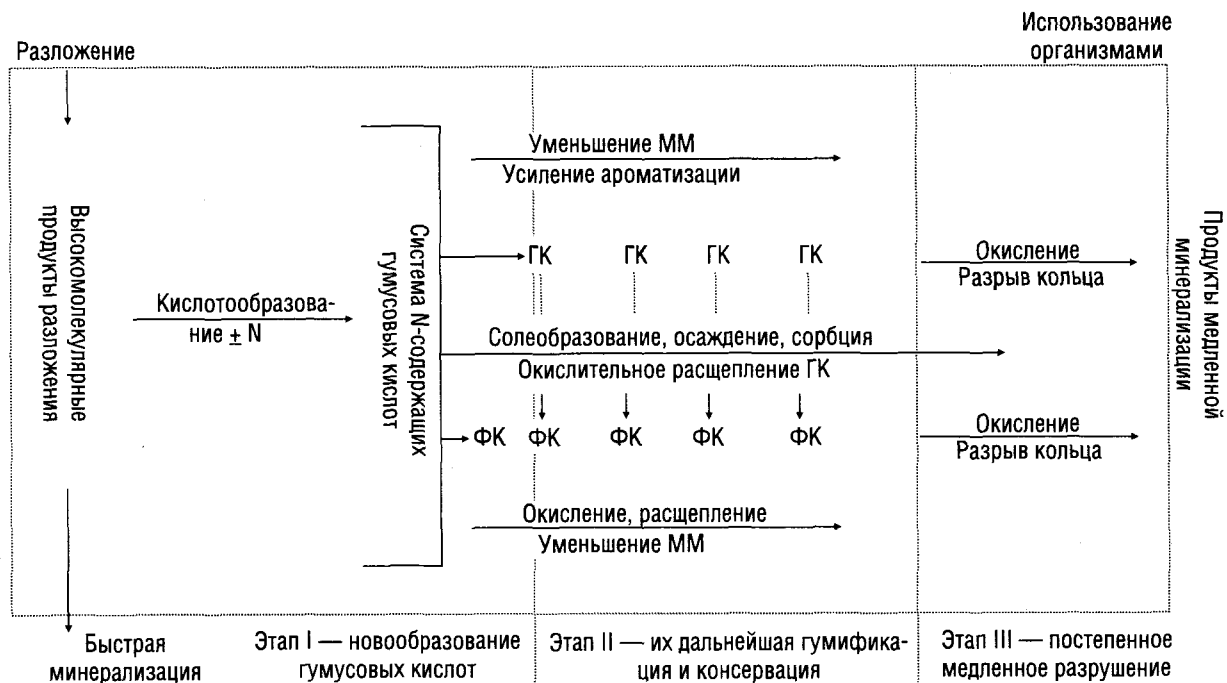


Рис. 4.2. Схема гумификации и дальнейшей трансформации гумусовых веществ в почве (Л.Н. Александрова, 1980)

Первый этап — окислительное карбоксилирование высокомолекулярных продуктов разложения, в результате чего образуется сложная система азотсодержащих гумусовых кислот, очень гетерогенных по составу.

Второй этап — фракционирование системы на ряд фракций, отличающихся по составу и подвижности; менее подвижная формируется как группа гуминовых кислот (ГК), более подвижная — как группа фульвокислот (ФК).

Третий этап — дальнейшая трансформация системы с уменьшением молекулярной массы (ММ) и усилением ароматизации молекулы вследствие отделения белковых алифатических цепей, дезаминирования и внутримолекулярной перегруппировки.

Завершает процесс трансформации гумусовых веществ стадия их *минерализации*. Образовавшаяся система гумусовых веществ взаимодействует с продуктами минерализации и минеральной частью почвы, образуя различные органоминеральные производные. Одновременно могут протекать сложные процессы обновления атомно-молекулярного состава гумусовых веществ по фрагментарному (частичному) или молекулярному обменно-сорбционному типу (А.Д. Фокин).

Заслуживает внимания **концепция В.Р. Вильямса**, который объяснил направленность биохимических процессов и особенность химизма почвенного гумуса типом группировки зеленых растений и микроорганизмов: древесная растительность и связанные с нею грибы способствуют синтезу фульвокислот, луговая травянистая растительность в комплексе с аэробными бактериями обеспечивает формирование гуминовых кислот. В связи с этим В.Р. Вильямс рассматривал группы гумусовых веществ лишь как ферменты микроорганизмов. Эту гипотезу одни считают ошибочной, другие экспериментально подтвердили возможность такого синтеза гумусоподобных веществ. По Д.С. Орлову, уровень накопления гумуса и его качество обусловлены сочетанием и кинетикой различных процессов, и в зависимости от действующих факторов может преобладать путь конденсационный, или биохимического окисления. Его концепция получила название **кинетической теории гумификации**. Д.С. Орлов ввел понятие *глубины гумификации* (H), характеризующее процесс гумификации в разных почвах:

$$H = f(Q \cdot I \cdot t),$$

где Q — общая масса ежегодно поступающих в почву растительных остатков; I — интенсивность трансформации растительных остатков, пропорциональная биохимической активности почв; t — биологически активное время (близкое к длительности вегетационного периода).

4.3. Состав гумуса и строение гумусовых веществ

Гумус — сложная многокомпонентная система, включающая три группы веществ:

- ♦ органические соединения исходных органических остатков, постепенно подвергающихся трансформации (белки, лигнин, липиды и др., их состав рассмотрен выше);

- ♦ детрит — промежуточные продукты трансформации, образующиеся при разложении первой группы соединений (аминокислоты, моносахариды, уроновые, жирные и нуклеиновые кислоты, аминокислоты и др.);

- ♦ гумусовые кислоты и их производные, образующиеся в процессе гумификации органических остатков.

Эти три группы универсальны, обязательно присутствуют в любых типах скоплений органических остатков, но соотношения между ними сильно варьируют (табл. 4.2).

Таблица 4.2

Соотношение основных компонентов органических веществ в различных формах их накопления в биосфере, % к массе сухого беззольного вещества (Л.Н. Александрова, 1980)

Компонент органической части	Гумус	Подстилка (дернина)	Торф	Органические удобрения	
				ТМАУ*	навоз
Вещества исходных органических остатков	5...20	65...90	35...85	30...45	55...80
Промежуточные продукты разложения	1	1...5	1...10	2...5	2...5
Гумусовые вещества	80...95	5...30	10...60	50...65	15...40

* ТМАУ — торфо-минеральные аммиачные удобрения.

Первые две группы в составе гумуса — неспецифические органические соединения. Н.Ф. Ганжара (2001) предложил объединить их под общим названием «легкоразлагаемое (лабильное) органическое вещество» (ЛОВ). Первые две группы веществ можно отделить от минеральной части почвы и стабильных гумусовых веществ третьей группы тяжелой жидкостью плотностью $1,8 \text{ г/см}^3$, а для более тонкого отделения — проведением повторной флотации в тяжелой жидкости с плотностью $1,6 \text{ г/см}^3$. Третья группа (гумусовые вещества) — специфическая часть, на которую в составе гумуса приходится до 95%. Исключение

составляют болотные почвы: на их долю приходится 25...60% от массы гумуса.

Состав источников гумуса определяется видом растительных и животных остатков; состав детрита — видом растительных и животных остатков и условием их разложения и гумификации; состав гумусовых веществ — условиями гумификации и взаимодействия с минеральной частью почвы.

Понятия «гумус» и «органическая часть почвы» нельзя отождествлять, поскольку в состав органической части почвы входит не только гумус как главный ее компонент, но и некоторое количество неразложившихся остатков животных и растений, которые могут быть отделены от почвы механическим путем. Нельзя также отождествлять понятия «гумус» и «гумусовые вещества», так как последние являются лишь составной (хотя и наиболее значительной) частью гумуса.

Что представляют собой **гумусовые вещества**? Это система высокомолекулярных азотсодержащих соединений циклического строения и кислотной природы. Их называют также *гумусовыми кислотами*. Это предопределяет их взаимодействие с минеральной частью почвы и возможность прочного закрепления в ней. Гумусовые вещества гетерогенны по составу, т.е. содержат различные по стадии гумификации компоненты, поэтому их можно разделить на фракции с однородным типом строения, но различающиеся по химическому составу, размеру частиц, степени подвижности и роли в почвообразовании. Это особый класс органических соединений, основными признаками которых являются элементный состав, обязательное наличие многообразных форм азота, ароматических и циклических группировок, кислых функциональных групп, специфичность электронного и ИК-спектров.

Номенклатура гумусовых кислот ведет начало от И.В. Тюрина. В настоящее время их делят по степени растворимости и экстрагируемости на три группы: гуминовые кислоты (ГК), фульвокислоты (ФК) и гумины. Иногда выделяют гиматомелановые кислоты как группу гумусовых веществ с промежуточными между ФК и ГК свойствами.

Гуминовые кислоты слаборастворимы в воде, нерастворимы в минеральных и органических кислотах, хорошо растворяются в щелочах, имеют темно-коричневый или черный цвет, из растворов легко осаждаются двух- и трехвалентными катионами Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} . Средний элементный состав ГК следующий: С — 50...62%; Н — 2,8...6,6; О — 31...40; N — 2...6%, причем больше углерода в ГК чернозёмов (табл. 4.3). Гуминовые кислоты имеют высокую молекулярную массу, менее выраженный кислотный характер, чем фульвокислоты, емкость поглощения 250...500 мэкв/100 г ГК (выше в щелочной среде).

Таблица 4.3

Средний элементный состав гуминовых кислот
(Д.С. Орлов, 1974; Л.А. Гришина, 1982)

Почвы	Атомные проценты				Атомные соотношения		Степень окисленности* (ω)
	C	H	N	O	H : C	C : N	
Болотно-тундровые	36,9	47,3	2,1	15,5	1,3	18	-0,4
Подзолистые и дерново-подзолистые	37,5	39,8	2,4	20,3	1,1	16	0
Серые лесные	38,1	40,3	2,4	19,2	1,0	16	0
Чернозёмы	42,5	35,2	2,4	19,9	0,8	18	0,13
Луговые аллювиальные	44,6	34,2	2,3	18,9	0,8	19	0,1
Каштановые	37,7	42,1	2,8	17,4	1,1	14	-0,2
Краснозёмы	42,1	33,4	2,7	21,8	0,5	16	0,2

* Степень окисленности гуминовых кислот вычисляется по уравнению $\omega = (2Q_O - Q_H)/Q_C$, где Q_O , Q_H и Q_C — соответственно число молей кислорода, водорода и углерода.

Фульвокислоты хорошо растворимы в воде, минеральных кислотах и щелочах с образованием растворов соломенно-желтого и оранжевого цвета, кислорода содержат больше, чем ГК (табл. 4.4), имеют меньшую молекулярную массу и более выраженные кислотные свойства, емкость поглощения составляет 800...1250 мэкв/100 г ФК, что выше, чем емкость поглощения ГК. Фульвокислоты обладают сильной разрушающей способностью (по В.В. Пономаревой, «агрессивностью») первичных и вторичных минералов, особенно при малом количестве ГК. Продукты разрушения выносятся в нижележащие горизонты и грунтовые воды, что является существенной особенностью подзолообразовательного процесса.

Фульвокислоты преобладают в подзолистых, слабооккультуренных дерново-подзолистых почвах, краснозёмах, в то время как гуминовых кислот больше в чернозёмах, серых лесных и окультуренных дерново-подзолистых почвах.

Гуминовые и фульвокислоты содержат ароматические и гетероциклические группировки, углеводные компоненты и функциональные группы, что определяет их высокую реакционную способность. В составе ГК на их долю приходится соответственно 50...60, 25...30 и 10...25%, в составе ФК углеводных компонентов и кислых функциональных групп больше, чем в ГК.

Таблица 4.4

**Средний элементный состав фульвокислот
(Д.С. Орлов, 1974; Л.А. Гришина, 1982)**

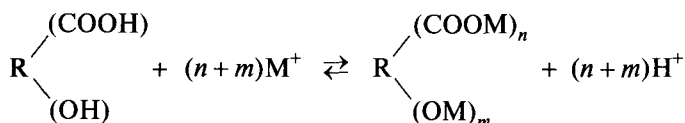
Почвы	Атомные проценты				Атомные соотношения		Степень окисленности (ω)
	C	H	O	N	H : C	C : N	
Тундровые глеевые типичные	33,8	39,1	24,9	2,2	1,2	15,0	0,30
Болотно-тундровые	33,4	39,5	24,6	2,5	1,2	13,0	0,30
Подзолистые и дерново-подзолистые	33,4	39,3	25,3	2,0	1,18	16,6	0,34
Серые лесные	31,9	40,9	25,3	1,9	1,28	17,0	0,32
Чернозёмы, каштановые	30,9	40,6	26,3	2,2	1,31	14,3	0,34
Луговые аллювиальные	31,9	41,2	24,4	2,5	1,27	12,8	0,30
Краснозёмы	36,6	33,4	27,9	2,1	0,91	17,6	0,65

Гумины — нерастворимые остатки, представляющие собой совокупность ГК и ФК, прочно связанных с минеральной частью почвы, а также полугумифицированные остатки лигнина, целлюлозы, смол, восков и других соединений.

4.4. Формы взаимодействия гумусовых веществ с минеральной частью почвы

Обладая высокой реакционной способностью, гумусовые кислоты в свободном состоянии присутствуют в почвах в малых количествах и в основном представлены тремя группами органоминеральных соединений (Л.Н. Александрова).

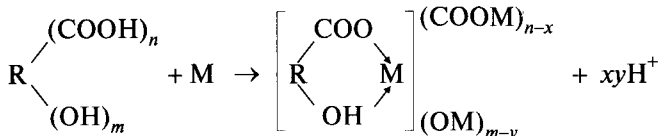
В первую группу входят простые *гетерополярные соли*, которые образуются при обменных реакциях водорода функциональных групп гумусовых кислот с катионами щелочных и щелочноземельных металлов (M) по схеме



Реакция обратима, протекает в строго эквивалентных количествах. Образовавшиеся соли (фульваты и гуматы щелочных металлов и ам-

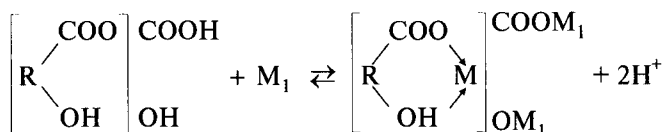
мония и фульваты щелочноземельных металлов) хорошо растворимы в воде и в почвах не накапливаются. Гуматы кальция и магния плохо растворяются в воде, в почвах образуют водопрочные гели, цементируют почвенные частицы, образуя водопрочную структуру, придают почвам темно-серую и черную окраску.

Во вторую группу входят *комплексно-гетерополярные соли*, образующиеся при взаимодействии неспецифических органических и гумусовых кислот с поливалентными металлами по схеме



где M — Fe(OH)₂, Fe(OH)², Al(OH)₂, Al(OH)².

По этой схеме металл входит в анионную часть молекулы и связывает часть групп COOH и OH, которые уже не могут в дальнейшем обмениваться на катионы металлов. Оставшиеся свободными группы COOH и OH способны к обменным реакциям с катионами оснований:



где M₁ — Ca, Mg, Na, K, Al.

Емкость связывания металлов в комплекс зависит от их природы, состава гумусовых кислот, реакции среды и других условий. Общепринято представление, что фульвокислоты связывают в комплекс больше железа и алюминия, чем гуминовые кислоты, а те и другие кислоты связывают больше железа, чем алюминия, и поэтому придают почвам бурую окраску.

Установлено, что комплексно-гетерополярные соли могут взаимодействовать не только с катионами, но и с растворимыми фосфатами, пестицидами, снижая их подвижность.

В третью группу входят адсорбционные алюмо- и железогумусовые, кремнегумусовые и глиногумусовые комплексы.

Алюмо- и железогумусовые соединения образуются в результате процессов хемосорбции на поверхности раздела твердая фаза — раствор в виде гелей при взаимодействии гумусовых кислот с гелями полуторных оксидов, а также в результате сорбции золь полуторных оксидов на гелях гумусовых кислот. Степень их подвижности и миграция раз-

ные. Более подвижны алюмо- и железофульватные комплексы, а золи гуминовых кислот могут мигрировать вниз по почвенному профилю при насыщении функциональных групп ГК щелочными металлами (например, в солонцах и солонцеватых почвах).

Предполагается, что *кремнегумусовые соединения* образуются за счет адгезионных сил в процессе дегидратации в виде пленок гумусовых кислот или их солей на поверхности аморфных или кристаллических форм кремнезёма. Число таких соединений должно определяться величиной удельной поверхности частиц кремнезёма.

Глиногумусовые комплексы образуются при взаимодействии гумусовых кислот или их солей с обменными катионами Са и Mg на поверхности глинистых минералов в результате адгезии (склеивания) поверхностей при дегидратации компонентов за счет молекулярных сил. Д.С. Орлов отмечает возможность проникновения фульвокислот в межпакетное пространство монтмориллонита при сильноокислой реакции (рН 2,5). Л.Н. Александрова признает такую возможность только для низкомолекулярных соединений (аминокислот, амидов, альдегидов и др.).

В общем комплекс органоминеральных соединений переменного состава, состоящий из высокодисперсных минералов, покрытых пленками гумусовых кислот, фульватов, гуматов, алюмо- и железогумусовых производных, является главным компонентом органоминеральных коллоидов.

4.5. Гумусовое состояние почв

Гумусовое состояние почв — совокупность морфологических признаков, общих запасов, свойств органического вещества и процессов его образования, трансформации и миграции в почвенном профиле (Л.А. Гришина, Д.С. Орлов). Важнейшими показателями гумусового состояния почвы являются содержание, запасы, тип гумуса, обогащенность азотом, кальцием и степень варьирования этих показателей. Это состояние зависит от ряда взаимосвязанных факторов, влияющих на характер и скорость гумусообразования (табл. 4.5).

Много гумуса не может накапливаться при постоянном и резком недостатке влаги, когда количество поступающей биомассы невелико, а процессы разложения и гумификации остатков замедлены. Его накапливается мало и тогда, когда при оптимальных влажностных (60% от полной влагоемкости), температурных (20...30 °С) и аэробных усло-

Таблица 4.5

**Качественные и количественные показатели состояния органического вещества основных типов почв
(И.С. Кауричев, 1989)**

Показатель	Дерново-подзолистые (суглинистые) почвы		Чернозёмы обыкновенные		Серозёмы		Краснозёмы	
Распределение по профилю	Резко убывающее		Постепенно убывающее		Равномерное или постепенно убывающее		Резко убывающее	
Содержание гумуса в верхнем минеральном горизонте, %	1...4 (низкое и очень низкое)		7...12 (высокое и очень высокое)		1...2 (очень низкое)		4...7 (среднее и высокое)	
Тип гумуса в верхнем горизонте по соотношению $C_{гк} : C_{фк}$	0,4...1,0 (фульватный и гуматно-фульватный)		1,3...2,3 (фульватно-гуматный и гуматный)		0,5...1,0 (гуматно-фульватный)		0,4...1,0 (фульватный и гуматно-фульватный)	
Запас гумуса в слое 0...20 см, т/га	30...120 (средний, низкий и очень низкий)		200...350 (очень высокий)		30...60 (низкий и очень низкий)		120...200 (средний и высокий)	
Обогащенность ароматическими фрагментами по содержанию углерода, %	ГК 52...55 (высокая)	ФК 44...46 (низкая)	ГК 57...62 (высокая и очень высокая)	ФК 42...45 (низкая)	ГК 57...60 (высокая)	ФК 44...46 (низкая)	ГК 54...57 (высокая)	ФК 44...47 (низкая)
Обогащенность азотом по весовому соотношению $C : N$	12...14 (низкая)	13...15 (низкая и очень низкая)	14...16 (очень низкая)	11...13 (низкая)	12...14 (низкая)	11...13 (низкая)	12...14 (низкая)	14...16 (очень низкая)
Гидролизруемый азот, % от общего	ГК 56...74	ФК 70...78	ГК 37...57	ФК 70...78	ГК 53...69	ФК 70...78	ГК 50...70	ФК 70...78

Окончание табл. 4.5

Показатель	Дерново-подзолистые (суглинистые) почвы		Чернозёмы обыкновенные		Серозёмы		Краснозёмы	
Содержание свободных ГК, % к сумме ГК	55...65 (среднее и высокое)	—	15...20 (очень низкое)	—	18...23 (низкое)	—	27...35 (низкое)	—
Содержание ГК, связанных с Са, % к сумме ГК	5...7 (очень низкое)	—	60...70 (высокое)	—	не опре- деляется	—	1...3 (очень низкое)	—
Содержание нерастворимого остатка, % к общему гумусу	25...35 (низкое)	—	32...40 (низкое)	—	40...50 (среднее)	—	30...45 (низкое и среднее)	—

виях происходит интенсивная минерализация растительных остатков. При этом собирается много минерального азота и элементов зольного питания (серозёмы, субтропики). При избытке влаги и низких температурах процесс гумусообразования постепенно затухает и образуется торф.

Для накопления гумуса наиболее благоприятна смена оптимального гидротермического и воздушного режима на иссушение. В этом случае происходит постепенное разложение растительных остатков, достаточно быстрая их гумификация и закрепление гумусовых веществ минеральной частью почвы. Большое значение имеет характер растительности. Травянистую растительность, богатую белками и зольными элементами, гумифицируют бактерии, в результате чего она превращается в «мягкий» или «муллевый» гумус, равномерно прокрашивающий почвенный профиль на значительную глубину. При этом в составе гумуса накапливается больше гуминовых, чем фульвокислот. При разложении же грибами в кислой среде лесного опада, бедного белками и золой, но богатого восками и смолами, образуется «грубый» или «модер-гумус», который содержит много полуразложившихся остатков и слегка прокрашивает верхнюю часть почвы. В этом гумусе больше фульвокислот, чем гуминовых кислот. Не способствует высокому накоплению гумуса как низкая, так и высокая численность микроорганизмов. В конкретных условиях, видимо, благоприятнее всего их среднее содержание.

Немаловажны для накопления гумуса гранулометрический состав и физико-химические свойства почвы. В легких почвах разложение и минерализация растительных остатков протекают быстро, конечные продукты в почве не закрепляются. В суглинках и глинах, наоборот, процессы трансформации замедлены, образующиеся гумусовые кислоты хорошо закрепляются в почвах, особенно богатых глинистыми минералами и щелочноземельными металлами.

Таким образом, количество гумуса в почвах изменяется в широких пределах и по общему содержанию органического вещества все почвы условно делятся: на *безгумусовые* — $< 1\%$; *очень низкогумусовые* — $1...2$; *низкогумусовые* — $2...4$; *среднегумусовые* — $4...6$; *высокогумусовые* — $6...10$; *очень высокогумусовые тучные* — $10...15$; *перегнойные* — $15...30$; *торфяные* — 30% (Н.И. Лактионов, 2000).

В разряд безгумусовых попадают подзолистые и бурые степные пустынные почвы, высокогумусовых и среднегумусовых — чернозёмы, тучных — дерновые и чернозёмы. Дерново-подзолистые почвы Беларуси низкогумусовые и очень редко среднегумусовые. Для пахотных

глинистых и суглинистых почв оптимальным является содержание 2,5...3,0% гумуса, супесчаных — 2,0...2,5, песчаных — 1,8...2,2; минеральных почв сенокосов и пастбищ — 3,5...4,0% гумуса. К 2010 г. средневзвешенное содержание гумуса в пахотных почвах республики достигло 2,0...2,25%, однако при этом имелось около 20% почв с содержанием гумуса < 1,5% (данные БелНИИПА).

Важной характеристикой гумусового состояния почв является тип гумуса, который по соотношению углерода гуминовых кислот к углероду фульвокислот ($C_{гк} : C_{фк}$) делится на четыре группы (табл. 4.6).

Таблица 4.6

Типы гумуса по соотношению $C_{гк} : C_{фк}$

Тип гумуса	По Д.С. Орлову	По Л.Н. Александровой	По Л.А. Гришиной и Д.С. Орлову
1. Фульватный	< 0,5	< 0,6	< 0,5
2. Гуматно-фульватный	0,5...1,0	0,6...0,8	0,5...1,0
3. Фульватно-гуматный	1,0...2,0	0,8...1,2	1,0...1,5
4. Гуматный	> 2,0	> 1,2	> 1,5

Для почв Беларуси тип гумуса лучше определять по Л.Н. Александровой.

Гуматный тип характерен для гумуса чернозёмов. В естественном состоянии тип гумуса дерново-подзолистых почв Беларуси чаще фульватный, а при длительном окультуривании он может смениться на гуматный. При этом меняются и свойства гуминовых кислот. По данным БГСХА, при длительном применении органических и минеральных удобрений ГК начинают отличаться более плотной конденсированной структурой, за счет фенольных гидроксидов возрастает их емкость поглощения, меняются соотношения между элементами в результате повышения содержания углерода и общего азота, в том числе азота α -аминокислот и гетероциклического азота (Д.Г. Кротов, А.И. Горбылёва).

Доказано, что наибольшую информацию о трансформации и новообразовании гумуса при сельскохозяйственном использовании ряда почв (в том числе дерново-подзолистых) дает фракция подвижных гумусовых веществ, выделяемая растворами 0,1 и 0,2 М NaOH (М.Е. Егоров), 0,1 М $Na_4P_2O_7$ при pH 7,0 (К.В. Дьяконова) и pH 9,6 (Н.И. Лактионов) и др. В отличие от легкоразлагаемых органических веществ эти фракции называют подвижными, лабильными, а Н.И. Лактионов называет их *активным гумусом*. Он же рекомендует определять инфор-

мативный показатель — *реакционную способность гумуса*, под которой подразумевается величина емкости обмена катионов (мэкв/100 г), обусловленная содержанием 1% гумуса, определение которой не требует проведения дополнительных трудоемких анализов. Если увеличение содержания гумуса при окультуривании не сопровождается увеличением его подвижности, активности, то оно не приведет и к росту урожайности сельскохозяйственных культур (А.И. Горбылёва, В.Б. Воробьев).

Общие запасы гумуса зависят от его количества и мощности гумусово-аккумулятивного горизонта. Профильное распределение гумуса может быть резко убывающим (тундровые почвы), бимодальным (иллювиально-железистые гумусовые подзолы с двумя гумусовыми горизонтами), резким и постепенным (почвы разноокультуренные дерново-подзолистые), постепенно убывающим (чернозёмы луговые и типичные).

Наконец, такие составляющие гумусового состояния почвы, как обогащенность азотом ($C : N$), кальцием, степень гумификации ($C_{\text{тк}} : C_{\text{общ}} \times 100\%$), содержание негидролизуемого остатка, позволяют давать более точную агрономическую оценку различным почвам. В частности, для гумуса дерново-подзолистых почв характерны средняя степень гумификации (20...34%), средняя обогащенность азотом (8...10%), низкое в окультуренных (30%) и среднее в слабоокультуренных (46%) содержание негидролизуемого остатка; для гумуса чернозёмов — высокая степень гумификации (46...50%), более высокая обогащенность азотом (11%) и низкое содержание негидролизуемого остатка (25...33%) (данные Л.А. Гришиной и Д.С. Орлова).

4.6. Значение гумуса в почвообразовании, плодородии и питании растений в пахотных почвах и его баланс

Гумус является универсальной системой, определяющей и регулирующей практически все факторы, влияющие на формирование почвенного профиля и рост плодородия.

1. Взаимодействуя с минеральной частью почвы, гумусовые вещества и их производные участвуют в трансформации минералов. Разрушение их фульвокислотами сопровождается миграцией растворимых продуктов, что приводит к образованию элювиальных и иллювиальных горизонтов, в то время как гумусовый горизонт характеризуется малой мощностью. При преобладании гуминовых кислот в почвах формиру-

ется хорошо выраженный гумусовый горизонт, обладающий высоким уровнем плодородия. Одновременно в пределах каждого конкретного горизонта формируются такие свойства, как структура, влагоемкость, емкость поглощения, буферная способность и др.

2. Гумус — основной источник энергии в самых разнообразных почвенных процессах. В гумусовой оболочке земли такой энергии накапливается $5,33 \cdot 10^{19}$ кДж, а в целом в биомассе земли — $6,15 \cdot 10^{19}$ кДж (В.А. Ковда).

3. Гумус является аккумулятором азота, в нем содержится 80...95% почвенного азота. Этот азот имеет особое значение в решении экологических и экономических проблем.

4. Гумус — источник CO_2 , который выделяется при его разложении и обогащает приземный слой воздуха, что повышает продуктивность фотосинтеза, и таких элементов питания растений, как Р, К, Са, Mg, S, микроэлементы, которые накапливаются в составе гумуса в результате взаимодействия гумусовых кислот с минеральной частью почвы и освобождаются при его минерализации. Аккумуляция погребенных форм гумуса (торфа, углей) приводит к концентрации Cu, Ni, Co, Mo и других элементов.

5. Высокогумусовые почвы характеризуются высокой биологической активностью и оптимальным, экологически сбалансированным составом микробных ассоциаций.

6. Гумус — физиологически активное вещество. Продукты гумификации играют большую роль в регулировании состава природных вод, почвенного раствора, атмосферы, являются регуляторами и стимуляторами роста и развития растений.

7. Гумус выполняет санитарно-защитные функции. Благодаря высокой биологической активности он разрушает остатки пестицидов и других токсикантов и загрязнителей, устраняет негативное влияние избыточных доз минеральных удобрений. Во всех этих процессах участвуют все группы органических веществ, присутствующих в почве, в том числе исходные и промежуточные продукты разложения.

Роль гумуса возрастает с усилением интенсификации земледелия, и сущность проблемы в этих условиях сводится к обеспечению бездефицитного баланса гумуса в почвах с оптимальным его содержанием и положительного баланса на малогумусовых почвах с целью довести содержание гумуса до пороговых значений. При интенсивных технологиях возделывания сельскохозяйственных культур дегумификация усиливается, что требует четких представлений о балансе гумуса в каждом конкретном случае. Эти проблемы можно решить лишь при по-

стоянном пополнении запасов органического вещества и создании условий, способствующих его гумификации.

Накоплению гумуса в почвах способствуют растительные остатки и органические удобрения. Количество растительных остатков зависит от структуры посевных площадей, включения промежуточных и пожнивных культур, участия многолетних трав, составляющих растительных остатков в 2,5–3,0 раза больше урожая надземной массы. По данным БелНИИПА и БГСХА, в условиях Беларуси можно рассчитывать на ежегодное поступление в почву 2,5 т сухого органического вещества в виде растительных остатков, что обеспечивает ежегодное образование 0,5...0,6 т/га гумуса, но этого недостаточно для восполнения потерь от ежегодной минерализации гумуса в пределах 1,0...1,2 т/га.

На этом фоне для поддержания бездефицитного баланса гумуса при оптимальном его содержании потребность в органических удобрениях характеризуется следующими величинами (табл. 4.7).

Таблица 4.7

Потребность в органических удобрениях для поддержания бездефицитного баланса гумуса (Г.Н. Кулаковский)

Почвы	Содержание гумуса, %	Нормы органических удобрений, т/га
Дерново-подзолистые:		
суглинистые	2,5...3,0	10...12
супесчаные	2,0...2,5	13...15
песчаные	1,8...2,0	16...18
Дерново-карбонатные	3,0...3,5	9...10
Пойменные дерновые	3,5...4,0	7...8

Значительную роль в регулировании гумусового баланса играют минеральные удобрения, известкование, мелиорация, система обработки почвы. Каждая из этих составляющих увеличивает урожайность, а значит, и количество растительных остатков, создает хорошие условия для накопления органических веществ в почве.

Для контроля за гумусовым состоянием почв необходима *система гумусового мониторинга*, которая должна следить за изменением содержания гумуса, в первую очередь в пахотных почвах. На этой основе должен разрабатываться тот или иной комплекс мероприятий в целях регулирования баланса гумуса для различных почв.

Глава 5

ПОЧВЕННЫЕ КОЛЛОИДЫ

Основоположником науки о коллоидах по праву считается К.К. Геройц.

В состав почвенной массы входят частицы разного размера. Самые мелкие из них (от 0,2 до 0,001 мкм) относятся к коллоидам. Образуются они путем диспергации (раздробления) более крупных частиц или путем конденсации молекул в агрегаты молекул.

В почвах коллоиды образуют двухфазную систему, состоящую из *дисперсной фазы (твердые коллоидные частицы)* и *дисперсионной среды (почвенный раствор)*. Высокодисперсные системы по величине частиц делятся на три группы:

- 1) предколлоидные системы (диаметр частиц 1 мкм...100 нм);
- 2) коллоидные системы (диаметр частиц 100...1 нм);
- 3) молекулярные растворы (диаметр частиц < 1 нм).

Коллоиды в почвах представлены сложной системой минеральных, органических и органоминеральных соединений. В большинстве почв преобладают минеральные коллоиды, на долю которых приходится 85...90% их общей массы (А.Ф. Тюлин).

К *минеральным* коллоидам относятся глинистые минералы (каолинит, монтмориллонит, галлуазит, гидрослюда, иллит, вермикулит и др.); гидроксиды железа ($\text{Fe}(\text{OH})_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), алюминия ($\text{Al}(\text{OH})_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), марганца ($\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), кремния ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) и их комплексные соли — коагели. К *органическим* — аморфные гумусовые вещества, некоторые полисахариды и клетки наиболее мелких бактерий. *Органоминеральные* коллоиды представлены сложными образованиями гумусовых веществ с минеральными коллоидами.

Основное свойство коллоидов — способность к поглощению веществ из растворов как в виде молекул, так и в виде ионов. Поглощенные вещества могут обмениваться на другие, находящиеся в растворе, т.е. коллоиды обуславливают поглотительную и обменную способность почв. Это свойство определяется высокой реакционной способностью, обусловленной большой суммарной и удельной поверхностью ($\text{м}^2/\text{г}$ или $\text{м}^2/\text{см}^3$), которая тем больше, чем выше дисперсность коллоидов (табл. 5.1). Если в почве содержится 10% коллоидных частиц, то сумма их поверхности на площади 1 га составит 70 тыс. га.

С увеличением суммарной поверхности растет суммарная поверхностная энергия и возрастает химическая активность коллоидов. Удель-

ная поверхность выше в суглинистых почвах, чем в песках и супесях, и выше в гумусовом горизонте, чем в нижележащих. Удельная поверхность коллоидов в гумусовых горизонтах суглинистых дерново-подзолистых почв составляет $29 \text{ м}^2/\text{г}$, серых лесных — $33 \text{ м}^2/\text{г}$ и чернозёмов — $48 \text{ м}^2/\text{г}$. Свободная поверхностная энергия коллоидов стремится к сокращению, что достигается или укрупнением частиц, или путем физической адсорбции на их поверхности молекул некоторых веществ.

Таблица 5.1

Роль частиц различного размера в формировании общей поверхности среднесуглинистой почвы (Н.И. Горбунов, 1974)

Размер частиц, мм	Содержание, % к массе	Поверхность, м^2 на 1 г почвы	Доля общей поверхности, %
0,25...0,05	17	0,5	0,2
0,05...0,01	50	4,1	1,7
0,01...0,005	20	9,9	4,1
0,005...0,001	6	12,7	5,2
0,001...0,0001	3	18,8	7,8
0,0001	4	194,0	81,0
<i>Итого</i>	100	240,0	100,0

Вторая характерная особенность коллоидов — наличие двойного электрического слоя ионов на границе дисперсной фазы и дисперсионной среды.

Коллоид имеет сложное строение. Внутренняя часть, состоящая из агрегатов аморфного или кристаллического вещества разного химического состава, называется *ядром* (рис. 5.1). На его поверхности расположен слой прочно удерживаемых потенциалопределяющих ионов, которые вместе с ядром образуют *гранулу*. Вокруг гранулы в два слоя располагаются ионы противоположного (компенсирующего) заряда. К грануле примыкает слой неподвижных противоионов, прочно удерживаемых электростатическими силами ионов потенциалопределяющего слоя, образуя вместе с гранулой *частицу*. Часть противоионов удалена от частицы, их связь с ней по мере удаления уменьшается. Это *диффузный слой*, ионы которого способны к эквивалентному обмену на ионы того же заряда из дисперсионной среды и вместе с частицей образуют *коллоидную мицеллу*. Свободный электрический заряд коллоидной частицы (дзета-потенциал) — разность потенциалов вследствие удаления частиц противоионов от границы компенсирующего слоя

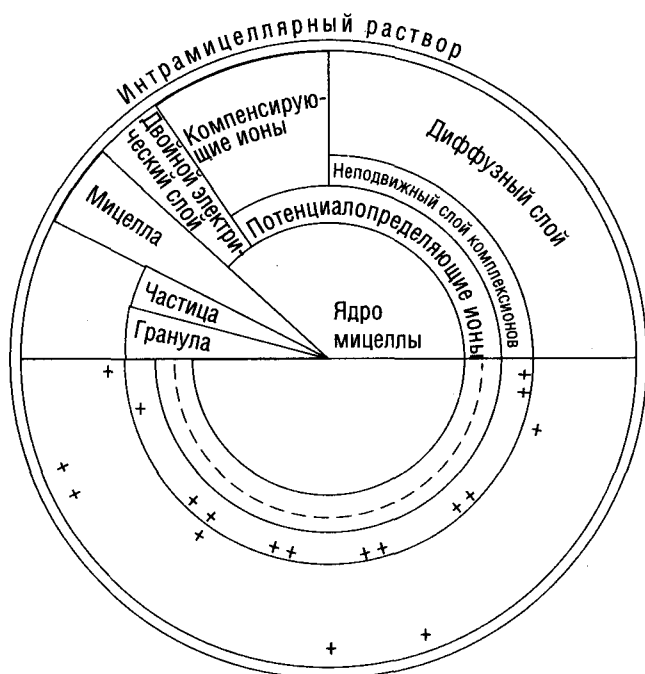


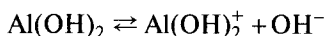
Рис. 5.1. Схема строения коллоидной мицеллы (по Н.И. Горбунову)

к внешней границе диффузного слоя. Он колеблется от 0 до 40...60 мВ. Коллоидная мицелла электронейтральна при дзета-потенциале, равном нулю, что является изоэлектрической точкой коллоида.

Заряд коллоида появляется в связи с нарушением равновесия между зарядами, расположенными на поверхности раздела твердая частица — раствор, а также в связи с изменением химического состава и структуры коллоидного вещества.

В зависимости от заряда ионов потенциалопределяющего слоя коллоиды делятся на *ацидоиды* — отрицательно заряженные, *базоиды* — положительно заряженные и *амфолитоиды*, имеющие в кислой среде положительный заряд, в щелочной — отрицательный. К ацидоидам относятся глинистые минералы, гидроксиды кремния и марганца, гумусовые кислоты и органоминеральные коллоиды. В качестве базоидов в кислой среде выступают гидроксиды железа и алюминия, белки, тела мелких бактерий, которые в щелочной среде имеют свойства ацидоидов. В кислой среде, когда в растворе много ионов H^+ и мало

ионов OH^- , молекулы гидроксидов алюминия и железа диссоциируют как основания, посылая в окружающий раствор ионы OH^- , и приобретают положительный заряд:



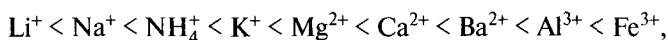
При щелочной реакции, наоборот, они ведут себя как кислоты, посылая в окружающий раствор ионы H^+ , и приобретают отрицательный заряд:



Отрицательный заряд глинистых минералов возникает в результате изоморфных замещений части ионов кремния внутри кремнекислородных тетраэдров на трехвалентные ионы алюминия. В алюмогидроксильных октаэдрах часть трехвалентных ионов алюминия может быть замещена на двухвалентные ионы магния. Отрицательный заряд может вызывать и наличие свободных ионов кислорода на краях слоя кремнекислородного тетраэдра, которые соединяются с одним ионом кремния, а вторая валентность при этом остается свободной для связи с ионом водорода или основанием. Возникающий отрицательный заряд компенсируется соответствующим количеством катионов K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , которые могут обмениваться на катионы почвенного раствора. При этом катионы, компенсирующие отрицательный заряд, могут попадать как на поверхность, так и в межpacketные пространства кристаллической решетки глинистых минералов, увеличивая тем самым поглотельную способность глинистого минерала. Последняя выше у монтмориллонита по сравнению с каолинитом, который, кстати, может приобретать положительный заряд в кислой среде.

Коллоиды в почве могут находиться в состоянии *геля* (коллоидный осадок) или *золя* (коллоидный раствор). Золь может переходить в гель, и наоборот. Первый процесс называется *коагуляцией*, второй — *пептизацией*. Переход коллоидов из одного состояния в другое обусловлен изменением электрического потенциала коллоидных частиц и зависит от степени их *гидратации*. Однако заряженные частицы, отталкиваясь друг от друга, могут долго находиться в растворе, не образуя осадка и не укрупняясь. Коагуляция вызывается действием электролитов, несущих противоположный заряд. При этом коллоиды теряют заряд и слипаются в агрегаты: ацидоиды — под действием катионов, базоиды — под действием анионов. Схематически механизм коагуляции проявляется как нейтрализация заряда коллоидных частиц и снижение их гидратации, в результате чего они могут соединяться (склеиваться)

друг с другом. Коагулирующая способность электролитов зависит от массы и валентности иона: чем выше валентность и чем больше масса в пределах одной валентности, тем выше его коагулирующее действие. По К.К. Гедройцу, коагулирующая способность катионов располагается в следующий ряд:



а анионов в ряд



Исключение составляет H^+ , который стоит между двухвалентными Mg и Ca, обладая наименьшей атомной массой (1). Это объясняется тем, что коагулирующая способность ионов зависит от степени гидратации или сольватации ионов. Каждый ион окружен диполями воды (H^+OH^-), и чем больше водная пленка, тем меньше его коагулирующая способность, так как сильногидратированный ион не может достаточно близко подойти к частице.

Если степень гидратации иона Ca принять за 100, то по относительной степени гидратации ионы других элементов расположатся в следующий ряд: Mg — 101, K — 178, N — 452, Li — 552. Ион водорода характеризуется малой степенью гидратации, присоединяет только одну молекулу воды, образуя гидроксоний (H_3O^+), чем и объясняются его хорошие коагулирующие свойства и энергичное поглощение. Постоянного места в ряду поглощения H^+ не имеет, так как его поглощение зависит от состава твердой фазы почвы.

При насыщении одновалентными катионами коллоиды находятся преимущественно в состоянии золя, а чем выше заряд и ниже степень гидратации, тем сильнее поглощение иона и его коагулирующее действие. Коагуляция может происходить также при встрече разнозаряженных коллоидных частиц, которые, соединяясь друг с другом, образуют *коагель*.

При прочих равных условиях пептизация происходит при уменьшении концентрации солей в растворе. Коллоиды, легко переходящие из геля в золь, называются обратимыми. Обратимыми являются *гидрофильные* коллоиды, насыщенные высокогидратированными одновалентными катионами, необратимыми — *гидрофобные* коллоиды, насыщенные двух- и особенно трехвалентными катионами с низкой степенью гидратации (низкой обводненностью).

Особым видом коагуляции является *тиксотропия*: когда масса геля неотделима от золя, образуется студень, который можно превратить

в состояние золя при механическом воздействии. Тиксотропия распространена в почвах, образующихся под воздействием вечной мерзлоты.

От состава и свойств коллоидов зависит поглощательная способность почвы, ее биологическая активность и агрофизические свойства, аккумуляция гумуса и питательных элементов.

Одним из основополагающих путей оптимизации свойств почвы под влиянием антропогенной нагрузки является всесторонняя оценка органоминеральных коллоидов.

Комплекс органоминеральных коллоидов обозначил К.К. Гедройц. А.Н. Соколовский установил, что они сосредоточены в илистой фракции ($\leq 0,001$ мм) и представлены активным и пассивным илом. А.Ф. Тюлин, развивая учение А.Н. Соколовского, доказал, что по качеству разделяются и частицы $\leq 0,01$ (физическая глина).

Частицы 1-й группы формируются в межкорневых пространствах и покрыты пленками-гелями, образованными при коагуляции катионами Ca^{+2} и Mg^{2-} . При взаимодействии с Na^{+} они могут перейти в золи, т.е. частицы 1-й группы обратимы.

Частицы 2-й группы формируются вблизи корней, содержат пленки-гели, образованные при взаимной коагуляции базидов железа и алюминия и ацидоидов гумусовых кислот. Частицы этой группы необратимы. А.Ф. Тюлин указывал на то, что групповой состав органоминеральных коллоидов можно взять за комплексный критерий для оценки плодородия и почвенной структуры, так как в них аккумулируются гумус и питательные элементы. По данным БГСХА (А.И. Горбылёва, В.Б. Воробьев, Е.Ф. Валейша), преобладающее значение в аккумуляции гумуса и питательных элементов дерново-подзолистой легкосуглинистой почвы имеют частицы 2-й группы, на которые приходится 74, 67 и 70% валового азота и подвижных соединений фосфора и калия, а на долю частиц 1-й группы 26, 33 и 30% соответственно. Содержание гумуса в частицах 1-й группы в 2,3–2,7 раза, 2-й группы — в 3,7–4,2 раза выше, чем в почве, причем гумус в частицах 1-й группы в 1,5 раза подвижнее, чем гумус частиц 2-й группы. При длительных опытах установлено, что на фоне органоминеральных систем удобрения формируется более широкое отношение между частицами 2-й и 1-й групп (1,18...3,34), чем на фоне минеральной системы (0,63...1,74) и в вариантах без удобрений (0,52...1,17).

Наиболее заметный эффект в этом же опыте на количество и качество коллоидов оказала отвальная поярусная обработка и безотвальная глубокая по сравнению с традиционной отвальной.

Учитывая многостороннее влияние органоминеральных коллоидов на почву, подтверждается мнение А.Ф. Тюлина о том, что их групповой состав может служить приоритетным диагностическим признаком почвенного плодородия.

Глава 6

ПОГЛОТИТЕЛЬНАЯ СПОСОБНОСТЬ ПОЧВЫ

По К.К. Гедройцу, **поглодительная способность** — это способность почвы задерживать соединения или их части, находящиеся в растворенном состоянии, а также коллоидально распыленные частички минерального и органического вещества, живые микроорганизмы и грубые суспензии.

Поглотительная способность обусловлена наличием **почвенного поглощающего комплекса (ППК)**, основную часть которого составляет совокупность минеральных, органических и органоминеральных коллоидов и через который почва снабжает растения влагой, минеральными и частично органическими соединениями.

6.1. Виды поглодительной способности

В зависимости от характера поглощения К.К. Гедройц выделил пять видов поглодительной способности: механическую, физическую, химическую, физико-химическую (обменную или коллоидно-химическую) и биологическую.

Механическая поглодительная способность почвы обусловлена наличием в ней капилляров и пор, в которых задерживаются твердые частицы, крупнее, чем система пор, а благодаря строению капилляров в виде кривых и ломаных линий фильтруются суспензии. Поэтому можно не опасаться вымывания тонкоразмолотых удобрений. Способность почвы задерживать твердые частицы используется для заиливания (кольматажа, кольматирования) дна и стенок каналов с целью уменьшить потери воды. В природных условиях этот вид поглодительной способности обуславливает накопление и сохранение ила, приносимого внешними водами на заливные луга и пониженные части полей.

Физическая поглодительная способность — способность почвы поглощать из раствора целые молекулы растворенных минеральных и орга-

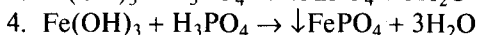
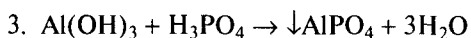
нических веществ и молекулы воды. Она обусловлена высокой поверхностной энергией, которая возрастает с увеличением площади суммарной поверхности частиц дисперсной фазы. Значительная часть этой энергии остается свободной и стремится к наибольшему сокращению. Это достигается укрупнением частиц или путем адсорбции некоторых веществ.

Различают положительную и отрицательную адсорбцию. *Положительная адсорбция* характерна для молекул многих органических кислот и оснований, спиртов, высокомолекулярных органических веществ, в том числе водорастворимых гумусовых кислот. Молекулы этих веществ притягиваются к поверхности частиц, поэтому вблизи ее создается повышенная концентрация раствора, а на некотором удалении от нее — пониженная. Для большинства растворов минеральных солей и кислот характерна, наоборот, *отрицательная адсорбция*. При взаимодействии с частицами почвы к поверхности притягиваются молекулы воды. Вследствие этого концентрация данных веществ уменьшается у поверхности и увеличивается в удалении от нее. Например, отрицательная адсорбция наблюдается при взаимодействии с почвой хлоридов и нитратов, которые не закрепляются почвой, а передвигаются вместе с почвенной влагой вниз по профилю и могут попадать даже в грунтовые воды. Таким образом, вещества с отрицательной адсорбцией вымываются легко, а с положительной — с большим трудом, что надо учитывать при внесении удобрений и пестицидов.

Физическая поглощительная способность определяет наличие молекулярно-связанной воды в почве, которая может сорбироваться как из парообразного, так и из жидкого состояния, образуя прочносвязанную (гигроскопическую) и рыхлосвязанную (пленочную) влагу. Сорбция воды почвой сопровождается выделением тепла, которое называется *теплотой смачивания* и характеризует гидрофильность. Максимальной теплотой смачивания обладают гумусовые вещества. Сухая почва сорбирует газы, при этом тоже выделяется тепло. Размеры сорбции зависят от температуры и давления, при этом прочность связи имеет ряд $N_2 < O_2 < CO_2 < NH_3 < H_2O$ (пар).

Химическая поглощительная способность (хемосорбция) связана с образованием в почвах в результате химических реакций нерастворимых или труднорастворимых соединений, выпадающих из раствора в осадок. Например:

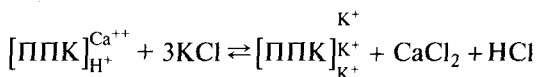
1. $[ППК]^{Ca^{2+}} + Na_2SO_4 \rightarrow [ППК] 2Na + \downarrow CaSO_4$
2. $[ППК]^{Ca^{2+}} + 2NaHCO_3 \rightarrow [ППК] 2Na + Ca(HCO_3)_2$
 $Ca(HCO_3)_2 + H_2O \rightarrow \downarrow CaCO_3 + CO_2$



Свежеесаженные фосфаты алюминия и железа могут усваиваться растениями, но со временем они кристаллизуются и становятся мало-доступными. Ретроградация фосфатов (переход легкоусвояемых фосфатов в трудноусвояемые) в результате химического поглощения для разных почв проявляется в такой последовательности: чернозёмы < серозёмы < дерново-подзолистые почвы < краснозёмы, т.е. она проявляется прежде всего на кислых почвах. Поэтому на кислых почвах лучше вносить гранулированный суперфосфат, а порошковидный следует вносить локально, т.е. надо ограничить его взаимодействие с почвенными частицами.

К химическому виду поглощения относят *адгезию* — склеивание поверхностей различного состава и строения под действием разных сил и *комплексобразовательную адсорбцию* поливалентных катионов из почвенного раствора за счет образования координационных связей при их взаимодействии с сорбированным органическим веществом. В результате этих процессов образуется глиногумусовый комплекс, играющий важную роль в образовании органоминеральных коллоидов. К этому виду поглощения также относят *окклюдование* — механический захват фосфатов аморфным кремнезёмом.

Физико-химическая (обменная) поглощительная способность, или **коллоидно-химическая адсорбция**, обусловлена наличием на поверхности коллоида электрического заряда. Так как в почве преобладают отрицательно заряженные коллоиды (ацидоиды), то сильнее выражена способность почвы к обмену поглощению катионов, нежели анионов. Обмен протекает по схеме



При этом виде поглощения концентрация почвенного раствора не изменяется, а меняется только его состав, в то время как при химическом поглощении изменяются и состав, и общая концентрация почвенного раствора.

Основные закономерности обмена.

1. Обмен между катионами почвенного раствора эквивалентен обмену между поглощенными катионами, т.е. при поглощении почвой катиона из раствора в раствор из почвы переходит такое же количество вытесняемого катиона.

2. Реакции обмена обратимы.

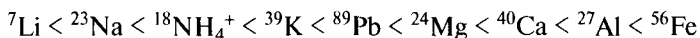
3. Реакции обмена подчиняются закону действующих масс (Е.Н. Гапон). Чем больше в растворе концентрация вытесняющего катиона (А) и чем меньше содержание вытесняемого (В), тем больше вытесняющего катиона поглотится почвой. Если обмениваются одновалентные катионы, то при установлении равновесия соотношения их в растворе пропорциональны их поглощенному состоянию:

$$K_{A/B} = \frac{aA_{\text{погл}} \cdot aB_{\text{раст}}}{aA_{\text{раст}} \cdot aB_{\text{погл}}} = 1,$$

где K — термодинамическая константа; aA , aB — активность катионов в почве и растворе соответственно.

При обмене катионов с разными зарядами увеличение общей концентрации раствора приводит к большему поглощению однозарядных, а при ее уменьшении — двузарядных катионов.

4. Энергия поглощения ионов возрастает с увеличением валентности, а внутри одновалентных ионов она растет с увеличением атомной массы. В соответствии с этим имеется следующий ряд поглощения:



(NH_4^+ — исключение: имея меньшую массу, он занимает третье место после натрия).

5. Реакции обмена протекают с большой скоростью, которая зависит от неоднородности состава почвенного поглощающего комплекса и катионов. Прочнее закрепляются и медленнее вытесняются катионы, обладающие большой энергией, т.е. двух- и трехвалентные по сравнению с одновалентными. Если насыщенность ППК тем или иным катионом выше, то он легче переходит в раствор. Труднее вытесняются катионы, поглощенные интрамицеллярно, чем экстрамицеллярно. Интрамицеллярный обмен происходит при наличии глинистых минералов с трехслойной кристаллической решеткой (монтмориллонит, мусковит, иллит и др.), которая может расширяться при увлажнении и внутрь которой вместе с водой проникают катионы. При сужении решетки они оказываются замкнутыми внутри нее. Происходит *необменное* поглощение катионов. Оно характерно для всех катионов, особенно калия и аммония. Чаше необменное поглощение возрастает при поверхностной заделке аммиачных и калийных удобрений и меньше проявляется при их заделке в постоянно влажные слои почвы.

Биологическая поглощительная способность присуща корневым системам и населяющим почву низшим растениям и микроорганизмам. Все вещества, вошедшие в состав их тел и необходимые для их жизне-

деятельности, тем самым уже предохраняются от выщелачивания из почвы. Биологическая поглотительная способность может иметь как положительное, так и отрицательное значение. Положительным является связывание нитратов, не усвоенных растениями. На примере нитратов обнаруживается и отрицательное проявление биологического поглощения. Если внести в почву солому, то проявится азотное голодание растений, так как солома вызывает сильное размножение микробов, разлагающих клетчатку и отнимающих нитраты у высших растений. Вообще биологическая поглотительная способность характеризуется высокой избирательной способностью почвенной биоты и корневой системы растений к элементам питания.

6.2. Емкость катионного обмена и состав обменных катионов в разных почвах

Емкостью поглощения или **емкостью катионного обмена (ЕКО)** называется общее количество катионов, которое может быть вытеснено из почвы. ЕКО характеризует физико-химическую поглотительную способность почв и зависит от минералогического и гранулометрического состава почв, а также от содержания в них гумуса. Емкость поглощения колеблется в широких пределах: она выше в суглинистых почвах, чем в песчаных, и выше в чернозёмах, чем в дерново-подзолистых (табл. 6.1).

Таблица 6.1

Емкость поглощения у разных почв и содержание гумуса (по Н.П. Ремезову)

Почва	Содержание, %			Емкость поглощения катионов, мэкв/100 г почвы	Содержание поглощенных катионов, мэкв/100 г почвы		
	гумуса	минеральных частиц диаметром			Ca ⁺ + Mg ⁺	Na ⁺	H ⁺
		0,0002... 25,0 мм	0,00025... 0,001 мм				
Дерново-подзолистая	2,5	2	—	15	8	—	7
Серая лесная	3,0	5	4	20	16	—	4
Чернозём:							
выщелоченный	8,0	15	5	50	40	—	10
мощный	10,0	5	10	65	60	—	5

Окончание табл. 6.1

Почва	Содержание, %			Емкость поглощения катионов, мэкв/100 г почвы	Содержание поглощенных катионов, мэкв/100 г почвы		
	гумуса	минеральных частиц диаметром			Ca ⁺ + Mg ⁺	Na ⁺	H ⁺
		0,0002... 25,0 мм	0,00025... 0,001 мм				
обыкновенный	6,0	5	10	36	31	2	2
южный	4,5	5	10	30	28	2	—
Каштановая	2,5	3	5	27	25	2	—
Серозём	1,0	3	5	15	14	1	—

Органическая часть почвы обладает более высокой поглощительной способностью, чем минеральная. Поэтому, несмотря на то что в составе мелкодисперсной фракции преобладают минеральные коллоиды, ЕКО тем выше, чем больше в почве гумуса, а увеличение гумусированности почвы не влияет на емкость поглощения минеральной части (табл. 6.2, опыт БГСХА). Емкость катионного обмена возрастает также в условиях нейтральной и щелочной реакции, когда сильнее проявляется отрицательный заряд ацидоидов, и может меняться в зависимости от энергии катиона вытеснителя.

Таблица 6.2

Емкость поглощения в дерново-подзолистой легкосуглинистой почве при разном содержании гумуса (А.И. Горбылёва)

Опыт	Содержание гумуса, %	Емкость поглощения, мэкв/100 г почвы		
		общая	минеральной части	органической части
Без удобрений	1,4...1,8	15,0	10,6	4,4
Навоз + NPK		16,6	11,2	5,4
Без удобрений	3,5...4,0	31,3	13,0	18,3
Навоз + NPK		34,6	11,2	23,4

Различные почвы отличаются не только по ЕКО, но и по составу поглощенных катионов. Почвы содержат в поглощенном состоянии почти все катионы, но среди них больше катионов кальция, магния, калия, аммония, присутствуют микроэлементы, катионы водорода и алюминия.

Общее содержание поглощенных катионов оснований (кроме H⁺ и Al³⁺) называют *суммой обменных оснований*. На их долю в чернозёмах

приходится до 80...90%; в дерново-подзолистых почвах и краснозёмах иногда 50% и более от ЕКО приходится на ионы водорода и алюминия. В солонцах и солончаках наряду с кальцием и магнием в поглощенном состоянии присутствует натрий.

Сумма обменных оснований (S), выраженная в процентах от общей емкости катионного обмена, называется *степенью насыщенности основаниями* (V), которую определяют по формуле

$$V = \frac{S}{\text{ЕКО}} \cdot 100 (\%).$$

По этому показателю почвы делятся на *насыщенные* ($V > 80\%$) и *ненасыщенные* ($V = 50...70\%$) основаниями.

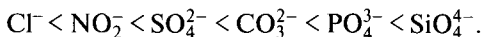
Наилучшие условия для растений создаются при V в пределах 80...90% от ЕКО. При этом, однако, важна степень насыщения ППК отдельными обменными катионами, особенно кальцием, магнием и калием. Она определяется так же, как и степень насыщенности основаниями. Например, степень насыщенности кальцием определяется по формуле

$$\text{Ca} = \frac{\text{Ca}}{\text{ЕКО}} \cdot 100 (\%),$$

где Ca — содержание обменного кальция в ППК, мэкв/100 г почвы.

6.3. Поглощение почвой анионов

Поведение в почве анионов определяется зарядом коллоида, строением и свойствами ППК, реакцией среды, природой аниона. По способности к поглощению анионы располагаются в следующий ряд:



Азотная и соляная кислоты не образуют нерастворимых соединений ни с одним из встречающихся в почве катионов, для них характерна отрицательная физическая сорбция, что сопровождается вымыванием их из верхних в нижние слои почвы. Большого вреда удаление из почвы хлора не нанесет, так как для некоторых ценных растений он даже вреден (гречиха, лен-долгунец, картофель), но вместе с ним вымывается сопровождающий катион, потеря которого нежелательна (кальций, калий, аммоний). Выше отмечалось, что закрепление анионов происходит благодаря биологической поглотительной способности почвы.

Анионы SO_4^{2-} и CO_3^{2-} со всеми встречающимися в почве катионами, кроме кальция, образуют легкорастворимые соли. При их взаимо-

действии происходит химическое поглощение этих анионов и кальция, сопровождающееся образованием слабо растворимых солей CaSO_4 и CaCO_3 , переходящих в твердую фазу почвы.

Н.И. Горбунов выделяет следующие виды поглощения фосфат-ионов:

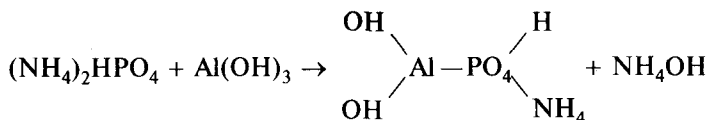
1) образование малорастворимых фосфатов при взаимодействии растворимых фосфатов с солями почвенного раствора (химическое поглощение);

2) образование слабо растворимых фосфатов с катионами поглощающего комплекса (кальцием, магнием);

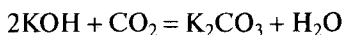
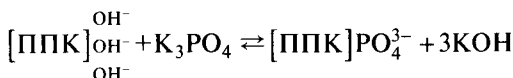
3) поглощение фосфат-ионов при взаимодействии с минералами-солями (гипсом, кальцитом, доломитом);

4) необменное поглощение фосфат-ионов глинистыми и неглинистыми алюмо- и феррисиликатами на их внешней поверхности (иногда на внутренней);

5) поглощение фосфат-ионов гидроксидами железа и алюминия по схеме



6) обменная сорбция на положительно заряженных участках коллоидной мицеллы:



7) механический захват фосфат-ионов аморфным кремнезёмом (процесс окклюдирувания).

Таким образом, фосфатный режим в почве характеризуется наличием соединений разной степени доступности для растений. Особенно мало доступных соединений при кислой реакции среды, малом содержании органического вещества и высоком содержании полуторных оксидов. Снижение доступности приводит к накоплению фосфора в почвах, который со временем под влиянием разных факторов (особенно биологического) может переходить снова в доступный для растений.

6.4. Кислотность и щелочность почв

Реакция водного раствора, в том числе почвенного, определяется соотношением ионов H^+ и гидроксила OH^- . Концентрацию ионов водорода принято выражать символом pH , который обозначает отрицательный логарифм концентрации ионов водорода. Связь между концентрацией ионов водорода, значением pH и реакцией среды показана в табл. 6.3.

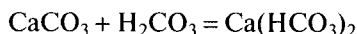
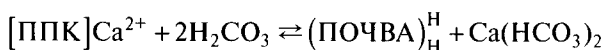
Таблица 6.3

Значение pH и реакции среды

Концентрация ионов H^+ , г/л	10^{-3}	10^{-4}	10^{-5}	10^{-6}	10^{-7}	10^{-8}	10^{-9}	10^{-10}	10^{-11}
pH	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Реакция среды	Кислая		Слабокислая		Нейтральная	Слабощелочная		Щелочная	

Кислотность почв — это способность почвы подкислять почвенный раствор. Носителями кислотности могут быть почвенный раствор и почвенные коллоиды. Кислотность обуславливается наличием ионов водорода и алюминия в почвенном растворе и в поглощающем комплексе. В зависимости от места нахождения этих ионов она делится на два вида: актуальную (активную) и потенциальную (скрытую), которая, в свою очередь, подразделяется на обменную и гидролитическую.

Актуальная кислотность — кислотность почвенного раствора, обусловленная повышенной концентрацией ионов водорода по сравнению с ионами гидроксила. Она определяется наличием в почвенном растворе водорастворимых кислот — щавелевой, лимонной, фульвокислот, гидролитических кислых солей, и прежде всего угольной кислоты. Всегда образующаяся в почвенном растворе в результате биологической деятельности угольная кислота диссоциирует на ионы H^+ и HCO_3^- и раствор становится кислым из-за повышения концентрации ионов H^+ . Для большинства почв pH почвенного раствора колеблется от 4 до 8. Реакция зависит от состава катионов поглощающего комплекса. Если почва насыщена катионами кальция и магния и в ней появляются карбонаты этих металлов, то в почве образуются растворимые бикарбонаты кальция и магния:



Значение рН в этом случае устанавливается в пределах 7...8, т.е. реакция среды близка к нейтральной или щелочной (табл. 6.4). Такая реакция характерна для обыкновенных мощных чернозёмов. В почвах таёжно-лесной зоны, в том числе и в почвах Беларуси, в составе поглощенных катионов значительное место занимают водород и алюминий при невысоком содержании кальция и магния. Поэтому в почве будет накапливаться свободная угольная кислота, кроме того, в почве могут быть растворимые кислоты и гидролитически кислые соли алюминия:



Значение рН изменяется в пределах 4,7...7,0. Для большинства дерново-подзолистых, торфяно-болотных почв оно колеблется в пределах 4,0...5,5.

Таблица 6.4

Уровни кислотности и щелочности почв (И.С. Кауричев, 1989 г.)

Почвы	рН	Кислотность или щелочность почв
Болотные, болотно-подзолистые, краснозёмы, тропические	< 4,5	Сильнокислая
Подзолистые, дерново-подзолистые, краснозёмы, тропические	4,6...5,0	Кислая
	5,1...5,5	Слабокислая
Окультуренные дерново-подзолистые и краснозёмы, серые лесные	5,6...6,0	Близкая к нейтральной
Серые лесные, чернозёмы	6,1...7,1	Нейтральная
Чернозёмы южные, каштановые, серозёмы с признаками солонцеватости	7,2...7,5	Слабощелочная
Солонцы, солончаки	7,6...8,5	Щелочная
Содовые солонцы, солончаки	> 8,5	Сильнощелочная

Примечание. Для кислых почв — вытяжка 1М КСl, для щелочных — водная.

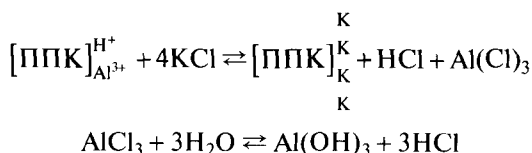
Актуальная кислотность может быть выражена рН и в миллиэквивалентах (мэкв) на 100 г почвы.

Актуальная кислотность имеет большое значение в жизни растений и микроорганизмов, которые испытывают на себе ее постоянное воздействие. Для большинства культурных растений оптимум рН почвенного раствора находится в пределах 5,5...7,0, и только люпин, чайный куст предпочитают кислую реакцию. Кислотность зависит от многих факторов и стабильность ее определяется буферными свойствами почвы.

Актуальная кислотность тесно связана с потенциальной, по сравнению с которой она невелика, но более динамична.

Потенциальная кислотность — кислотность твердой фазы почвы. Она обусловлена наличием ионов водорода и алюминия в ППК в обменном состоянии. По способу ее определения различают обменную и гидролитическую кислотность.

Обменная кислотность обусловлена наличием в поглощенном состоянии ионов водорода и алюминия, способных обмениваться на катионы нейтральных солей, например хлорида калия. Эту реакцию можно представить так:



Многие исследователи считают, что соотношения между обменными ионами водорода и алюминия зависят от генезиса почв, состава ППК. В почвах, богатых органическим веществом, обменная кислотность обусловлена главным образом ионами водорода, а бедные гумусом минеральные почвы содержат преимущественно обменный алюминий. Особенно много его обнаруживается в почвах влажного субтропического и тропического климата, формирующихся на аллитной коре выветривания.

Источником обменного алюминия считают алюминий кристаллической решетки глинистых минералов и несиликатные формы гидроксидов алюминия, мобилизуемых органическими кислотами, а также внедряющихся в диффузный слой почвенных коллоидов. Источником обменного водорода являются органические кислоты, образующиеся в процессе гумусообразования, и угольная кислота.

Обменная кислотность наиболее ярко выражена в подзолистых и краснозёмных почвах (рН 3...4). Она не проявляется или слабо проявляется в оподзоленных и выщелоченных чернозёмах, а в почвах с нейтральной или щелочной реакцией не обнаруживается и не определяется. Для пахотного слоя дерново-подзолистых почв рН солевой вытяжки колеблется от 4 до 6, а в хорошо окультуренных почвах повышается до 6,0...6,5.

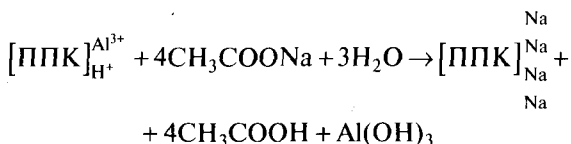
У почв с повышенной обменной кислотностью неблагоприятные агрономические свойства, которые могут быть улучшены известкованием и внесением достаточного количества органических удобрений. Установлено, чем выше кислотность, тем больше в ней содержится подвижного алюминия, вред от которого часто больше, чем от водорода. Подвижный алюминий появляется реже на почвах с высокой

емкостью поглощения, чем на почвах с малой емкостью при одном и том же значении рН.

Обменная кислотность регулирует реакцию почвенного раствора. Она подкисляет нейтральный почвенный раствор или увеличивает актуальную кислотность благодаря взаимодействию твердой фазы почвы с катионами растворимых солей, образующихся при минерализации органических веществ, или с катионами вносимых в почву минеральных удобрений, которые вытесняют обменно поглощенные ионы водорода и алюминия в раствор. При определении обменной кислотности одновременно вытесняется и актуальная кислотность. Выражают обменную кислотность так же, как и актуальную, т.е. в миллиэквивалентах на 100 г почвы и величиной pH_{KCl} вытяжки.

Исследования В.А. Чернова, Н.П. Ремезова, Г. Дайкухара показывают, что обменная кислотность — только часть гидролитической, так как при обработке почвы нейтральными солями вытесняются не все поглощенные ионы водорода.

Гидролитическая кислотность (Нг) определяется наличием в почве поглощенных ионов водорода и алюминия, способных обмениваться на катионы гидролитически щелочных солей. Для ее определения используют 1М раствор CH_3COONa с рН 8,2. Катионы натрия вытесняют из поглощающего комплекса водород и алюминий по схеме



Поскольку при однократной обработке раствором вся гидролитическая кислотность не извлекается, в расчеты вводят коэффициент 1,75 на неполноту вытеснения. В этом случае определяется вся кислотность почвы, как актуальная, так и потенциальная, поэтому уровень гидролитической кислотности значительно больше обменной.

Гидролитическая кислотность является первой формой кислотности, появляющейся при обеднении почвы основаниями. Собственно она (при отсутствии обменной) не вредна для растений, но важна для установления доз извести при известковании и при определении границы эффективности фосфоритной муки. Гидролитическая кислотность характерна для большинства чернозёмов (за исключением южных), в то время как обменная кислотность в них отсутствует. В дерново-подзолистых почвах уровень гидролитической кислотности может быть зна-

чительным при сильно выраженной обменной кислотности, и в этих почвах она характеризует ненасыщенность почв основаниями. Этот показатель обязательно нужно учитывать при определении потребности почв в известковании, так как при равных значениях Нг в почве может быть разное количество оснований (табл. 6.5).

Таблица 6.5

Связь между суммой обменных оснований (S), гидролитической кислотностью (Нг) и степенью насыщенности основаниями (V) (К.К. Гедройц, 1955)

Почва	S , мэкв/100 г почвы	Нг, мэкв/100 г почвы	V , %
№ 1	3	3	50,0
№ 2	13	3	81,5
№ 3	10	6	62,5

Если обратить внимание только на гидролитическую кислотность, то можно сделать вывод о том, что почвы № 1 и № 2 должны получить одинаковые дозы извести. Однако величина V свидетельствует о том, что почву № 2 можно не известковать. Почва № 3 нуждается в известковании сильнее, чем № 2, но несколько слабее, чем № 1, где оснований меньше. Кроме того, при определении степени нуждаемости почв в известковании необходимо учитывать обменную кислотность (pH_{KCl}) и гранулометрический состав почв (табл. 6.6).

Таблица 6.6

Определение степени нуждаемости почв в известковании (М.Ф. Корнилов и др., 1968)

pH солевой вытяжки	Степень насыщенности основаниями, %		Степень кислотности почв	Очередность известкования	Примечание
	Легкие почвы	Тяжелые почвы			
4,5	—	—	Сильная	1	Почвы известкуются при всех условиях
4,6...5,0	—	—	Средняя	2	
5,1...5,5	65	75	Средняя	2	
5,1...5,5	65	75	Слабая	3	Почвы известкуются при наличии требовательных к реакции растений
5,5	—	—	Близкая к нейтральной	4	Выборочно поддерживающее известкование

Однако для определения нуждаемости почв в известковании только двух показателей недостаточно. Почвы одинакового гранулометрического состава и с одинаковой реакцией, но отличающиеся содержанием гумуса, имеют разную кислотность и разную буферность. Важным фактором является влияние фосфора на подвижность алюминия и его токсичность. Доказано, что фосфаты алюминия высших степеней замещения и алюмогидрофосфаты малорастворимы и снижают его подвижность, а образование более растворимых одно- и двухзамещенных фосфатов (более 25 мг/100 г) — повышает.

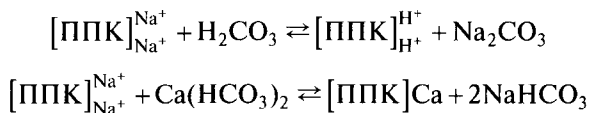
Доказано (Д.Л. Аскинази, 1949; Ф.В. Чириков, 1966, и др.), что подвижные фосфаты влияют и на токсичность, так как образуют в почве при разном количестве обменного водорода единую окислительно-восстановительную систему, динамичную в зависимости от условий увлажнения, что и определяет уменьшение оптимальной величины pH_{KCl} при более высоком содержании подвижных фосфатов (табл. 6.7).

Гидролитическую кислотность выражают в миллиэквивалентах на 100 г почвы и используют для определения полных доз извести.

Щелочность почвы. По граничным значениям pH различают актуальную и потенциальную щелочность.

Актуальная щелочность обусловлена наличием в почвенном растворе гидролитически щелочных солей: карбонатов и гидрокарбонатов калия и натрия, кальция и магния (Na_2CO_3 , $NaHCO_3$, $Ca(HCO_3)_2$, $Mg(HCO_3)_2$).

Потенциальная щелочность обусловлена наличием в почвенном растворе поглощенного натрия и проявляется при взаимодействии с угольной кислотой:



Как и кислотность, щелочность почв выражается в миллиэквивалентах на 100 г почвы и ее принято оценивать по значению актуальной кислотности, которая определяется в водной вытяжке.

Щелочная реакция неблагоприятна для большинства растений, а почвы приобретают неблагоприятные физические и химические свойства. При pH 9...10 они отличаются твердостью в сухом, вязкостью и липкостью во влажном состоянии. Щелочность характерна для солонцов, серозёмов, каштановых и засоленных почв. Устраняют щелочность гипсованием, которое проводится при содержании более 10% поглощенного натрия от емкости катионного обмена.

Таблица 6.7

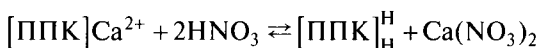
Оптимальные уровни pH_{KCl} для севооборотов разных типов на дерново-подзолистых почвах нормального увлажнения
(А.Н. Небольсин, 2005)

Почвы по гранулометрическому составу почв	Содержание гумуса, %	Типы севооборотов								
		Полевые со льном и картофелем			Полевые с картофелем и бобово-злаковыми травами			Овощные, овоще-кормовые, свекловичные		
		Содержание P ₂ O ₅ (по Кирсанову), мг/100 г								
		< 10	10...15	15...25	< 10	10...15	15...25	<10	10...15	15...25
Песчаные и супесчаные	<1	5,8	5,6	5,4	6,0	5,8	5,6	Не возделывают		
	1...2	5,4	5,2	5,0	5,8	5,4	5,2	6,0	5,8	5,6
	2...3	5,3	5,1	4,9	5,5	5,3	5,1	5,8	5,6	5,4
	> 3	5,2	5,0	4,8	5,4	5,2	5,0	5,6	5,4	5,2
Легко- и средне-суглинистые	1...2	6,0	5,9	5,7	6,2	6,0	5,8	6,6	6,4	6,2
	2...3	5,7	5,5	5,3	6,0	5,8	5,6	6,4	6,2	6,0
	3...4	5,5	5,3	5,1	5,8	5,6	5,4	6,2	6,0	5,8
	> 4	5,4	5,2	5,0	5,6	5,4	5,2	5,8	5,9	5,4
Тяжелосуглинистые, глинистые	2...3	6,1	5,9	5,7	6,6	6,4	6,2	7,0	6,8	6,6
	3...4	5,9	5,7	5,5	6,4	6,2	6,0	6,8	6,6	6,4
	4...5	5,7	5,5	5,3	6,2	5,9	5,8	6,6	6,4	6,2
	>5	5,5	5,2	5,3	6,0	5,9	5,6	6,4	6,2	6,0

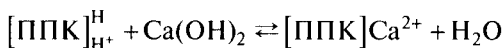
6.5. Буферность почвы

Буферностью называется способность почвы противостоять сдвигу реакции почвенного раствора под воздействием разных факторов в сторону кислого или щелочного интервала. Она определяется находящимися в почвенном растворе угольной кислотой и ее солями, органическими кислотами и их солями и в основном зависит от свойств твердой фазы почвы. Среди этих свойств главными являются количество и состав почвенных коллоидов, состав обменных катионов и емкость поглощения.

Обменные основания не дают сдвигаться реакции в сторону кислого интервала:



Потенциальная кислотность является буфером против подщелачивания:



Буферная способность сильнее выражена в почвах, богатых органическим веществом. Очень низкой буферностью обладают дерново-подзолистые супесчаные и песчаные почвы, более высокой — суглинистые. В общем она наиболее высокая в чернозёмах, так как от других почв они отличаются высоким содержанием гумуса, насыщенностью основаниями при высокой емкости поглощения.

Буферность почв является одним из элементов почвенного плодородия. Это свойство необходимо учитывать при проведении химических мелиораций (известкования, гипсования), при выборе доз и сроков внесения удобрений. На почвах с низкой буферностью, отличающихся низкой емкостью поглощения, их надо вносить малыми дозами, так как может резко сдвинуться реакция, что вредно для растений.

Буферная способность дерново-подзолистых почв повышается после внесения извести, органических удобрений и при посеве бобовых культур. Комплекс этих мер нейтрализует почвенную кислотность, повышает емкость поглощения и насыщенность почв основаниями, в результате чего в почвах повышается биологическая активность, улучшаются их агрофизические свойства и питательный режим.

Глава 7

СТРУКТУРА ПОЧВЫ

Механические элементы почвы могут быть как обособленными друг от друга, так и склеенными в комочки, различные по форме и размеру. Эти комочки называются структурными отдельностями или агрегатами. Способность же почвы распадаться на агрегаты называется ее **структурностью**, а совокупность различных агрегатов — **почвенной структурой**. Структура почвы — очень важный показатель, характеризующий ее плодородие. Влияя на многие свойства почвы, она во многом определяет урожайность сельскохозяйственных культур.

7.1. Способы оценки структурного состояния почвы

В почвоведении структура почвы рассматривается, с одной стороны, как ее морфологический признак, а с другой — как агрономическая характеристика. С точки зрения морфологии почвенная структура и ее классификация подробно описана в гл. 1. С агрономической точки зрения ее роль в формировании агрофизических свойств почвы зависит от размера, формы, прочности и особенностей сложения структурных отдельностей. В зависимости от размера структурные отдельности подразделяются на *микро-* ($< 0,25$ мм), *мезо-* ($0,25...10,0$ мм) и *макроагрегаты* (> 10 мм). Наиболее ценными являются мезоагрегаты. Почва считается хорошо оструктуренной, если содержание в ней мезоагрегатов превышает 55%, а сами мезоагрегаты являются устойчивыми к механическому разрушению. От последнего во многом зависит способность почвы сохранять агрофизические свойства в благоприятном для растений состоянии при ее увлажнении и многократных обработках.

Для более точной оценки структурного состояния почвы можно воспользоваться шкалой, которую предложили С.И. Долгов и П.У. Бахтин (табл. 7.1).

Кроме того, введен *коэффициент структурности почвы*. Под ним понимают отношение процентного содержания в почве мезоагрегатов (т.е. агрегатов размером от 0,25 до 10 мм) к суммарному процентному содержанию структурных отдельностей менее 0,25 мм и более 10 мм. Чем больше коэффициент структурности, тем лучше структура почвы.

Таблица 7.1

Оценка структурного состояния почвы

Содержание агрегатов 0,25...10,0 мм, % от массы воздушно-сухой почвы		Оценка структурного состояния
сухое просеивание	мокрое просеивание	
> 80	> 70	Отличное
80...60	70...55	Хорошее
60...40	55...40	Удовлетворительное
40...20	40...20	Неудовлетворительное
< 20	< 20	Плохое

Если агрегаты почвы неустойчивы к механическому разрушению, то при интенсивных обработках, во время дождей или при поливах структурные отдельности разрушаются. Почва при этом переуплотняется, ухудшаются ее водный и воздушный режимы.

Очень важно, чтобы водопрочные агрегаты имели рыхлое сложение, хорошо впитывали воду, легко отдавали ее растениям и микроорганизмам. Если же агрегаты плотные, то микроорганизмы и корневые волоски растений проникают в них с трудом, что в конечном итоге затрудняет поступление влаги в растения, снижает биологическую активность почвы, приводит к уменьшению урожайности полевых культур.

Если в почве содержится достаточно много мезоагрегатов с рыхлой упаковкой, то создается благоприятное для растений сочетание капиллярных и некапиллярных пор. При этом некапиллярные поры располагаются главным образом между структурными отдельностями, а капиллярные — внутри них (рис. 7.1). Такие почвы благодаря крупным порам хорошо поглощают влагу, которая не только передвигается вниз, но и впитывается в тонкие поры, находящиеся внутри агрегатов. При этом пустоты между агрегатами заполняются воздухом. Вследствие этого хорошо оструктуренные почвы отличаются благоприятными водным и воздушным режимами. Хорошая аэрация и достаточные запасы доступной для растений влаги способствуют развитию растений и высокой биологической активности почвы.

Если в бесструктурной почве элементарные частицы находятся в обособленном друг от друга состоянии (например, как песок или пыль), то она называется *бесструктурной раздельно-частичной*. Если же почва распадается не на агрегаты, а на более крупные бесформенные глыбы,

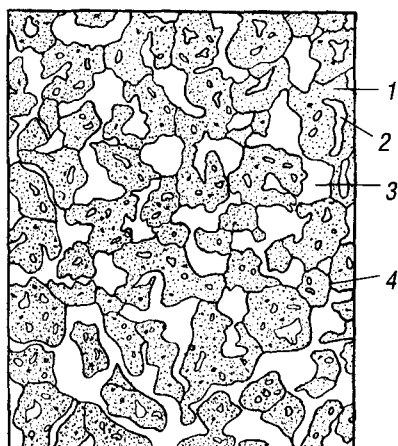


Рис. 7.1. Пористость культурной структурной почвы (по Н.А. Качинскому): 1 — тонкие, преимущественно капиллярные, поры в комках, при смачивании почвы заполняющиеся водой; 2 — средние поры в комках (ячейки, каналы), при смачивании на короткий период заполняющиеся водой, а потом, после ее рассасывания, — воздухом; 3 — крупные поры между комками, обычно заполненные воздухом; 4 — капиллярные поры на стыке комков, в сырой почве большей частью заполненные водой

ее считают *бесструктурной массивной*. При тяжелом гранулометрическом составе в бесструктурной или плохо оструктуренной почве вода из-за отсутствия крупных пор поглощается очень медленно и ее значительная часть стекает по склонам вниз. На такой почве поверхностный сток талой воды и ливневых дождей может достигать 70...90%, что приводит к смыву мелких пылевато-илистых частиц, которые свободно переходят во взвешенное состояние и передвигаются вместе с водой. На хорошо оструктуренной почве поверхностный сток формируется значительно реже, а смыв пылевато-илистых частиц почти не наблюдается.

Кроме того, в тяжелой бесструктурной почве значительное количество влаги теряется за счет повышенного испарения. В такой почве растения могут страдать как от избытка влаги, так и от ее недостатка. Из-за отсутствия пор аэрации в ней часто начинают развиваться анаэробные процессы, в результате которых накапливаются вредные для растений закисные формы железа и марганца, создается неблагоприятный питательный режим, возникает потеря азота вследствие дени-

трификации. В связи с повышенной плотностью сложения тяжелая бесструктурная почва отличается высокой связностью и большим удельным сопротивлением при обработке.

Таблица 7.2

Структурный состав пахотного слоя дерново-подзолистой суглинистой почвы в посевах льна-долгунца, % (А.В. Калиновский и др.)

Система удобрений	Размер агрегатов, мм								
	> 10	10...7	7...5	5...3	3...1	1,0...0,25	0,5...0,25	< 0,25	> 0,25
Без удобрений	11,3	13,6	10,0	12,2	15,4	5,2	5,6	26,7	73,3
Минеральная	7,0	16,6	10,9	13,5	18,6	4,0	5,3	24,1	75,9
Навозно-минеральная	5,2	15,2	11,1	14,1	19,6	6,6	5,7	27,5	77,5

Структурные почвы обычно состоят из комочков различной величины. В связи с этим введено понятие их **структурного состава**, под которым понимают процентное содержание в почве агрегатов различного размера. Структурный состав дерново-подзолистой почвы, занятой в сельскохозяйственном производстве, приведен в табл. 7.2.

7.2. Факторы образования структуры почвы

Образование почвенной структуры происходит под воздействием физических, физико-химических, химических и биологических факторов.

К *физическим факторам* относятся, например, иссушение и увлажнение почвы, замерзание и оттаивание почвенной влаги, давление корней растений, рыхлящая деятельность животных, механическая обработка почвы.

Известно, что почва при увлажнении набухает, а при высыхании дает усадку и растрескивается. Кроме того, находящаяся в почве вода при низких температурах замерзает. При этом она расширяется и оказывает большое давление на стенки почвенных комков, сжимая участки с незамерзшей водой. Такое сжатие неравномерно, поэтому при оттаивании почва начинает крошиться по линиям наименьшего сопротивления. Наибольшее крошение наблюдается при влажности почвы, близкой к 90% от ее полной влагоемкости. Сухая почва при промерзании не растрескивается. Если же промерзает переувлажненная почва, то после оттаивания она часто приобретает полужидкую консистенцию и теряет свою структуру.

Механическая обработка почвы может способствовать как образованию отдельностей, так и их разрушению. В связи с этим важно, чтобы обработка почвы происходила в состоянии ее физической спелости, при которой она хорошо крошится, не рассыпается и не образует глыбистых агрегатов.

К *физико-химическим факторам* образования почвенной структуры относят коагуляцию почвенных коллоидов и их цементирующее воздействие.

Основными катионами, вызывающими необратимую коагуляцию почвенных коллоидов, являются Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} и Al^{3+} . При насыщении ими коллоидов образуются структурные отдельности, устойчивые к размывающему действию воды. Если же почвенный поглощающий комплекс насыщен катионами Na^+ , то необратимой коагуляции коллоидов не происходит. В этом случае формируются очень непрочные агрегаты.

В образовании водопрочной структуры большую роль играют и минеральные, и органические коллоиды. Тем не менее следует отметить, что почвенные частицы особенно прочно скрепляются в структурные отдельности с помощью гумуса (органических коллоидов). Без него, только за счет минеральных коллоидов, водопрочной структуры не будет. Из минеральных коллоидов наибольшее значение в создании устойчивой структуры имеют глинистые минералы, особенно монтмориллонитовой группы, гидрооксиды железа и алюминия.

К *химическим факторам* формирования структурных отдельностей относится образование в почве различных соединений, которые плохо растворяются в воде и которые, попадая в поры внутри комков, цементируют их. Такие агрегаты имеют меньшую ценность, так как значительная часть их пор может быть заполнена цементирующим веществом. К химическим факторам относят, например, склеивающую способность соединений железа, которая может проявиться в почвах с временным избыточным увлажнением. Известно, что при избыточном увлажнении в почве начинают протекать восстановительные процессы, сопровождающиеся образованием большого количества соединений закисного железа. Эти соединения, будучи хорошо растворимыми, проникают с водой в почвенные комочки и пропитывают их. При устранении избыточного увлажнения в почве развиваются окислительные процессы и растворимые вещества закисного железа превращаются в нерастворимые соединения окисного железа. Именно они и цементируют почвенные агрегаты.

Биологические факторы — это растительность и населяющие почву живые организмы. Среди них главную роль в оструктурировании почвы

выполняют многолетние травы. Они имеют хорошую корневую систему, при гумификации которой образуются гумусовые вещества (органические коллоиды), связанные кальцием, обладающие, как уже отмечалось, большой склеивающей способностью.

Определенную роль в формировании агрономически ценной структуры выполняют дождевые черви. Они пропускают через кишечный тракт растительные остатки и частицы почвы и выделяют их в виде капролитов, обладающих большой устойчивостью к размывающему действию воды.

Способствуют образованию почвенной структуры и продукты жизнедеятельности микроорганизмов.

Все перечисленные факторы образования почвенной структуры очень динамичны, действуют в едином комплексе, и их разделение носит условный характер.

Таким образом, наиболее важными агротехническими мероприятиями, способствующими образованию почвенной структуры, являются рациональная система обработки почв с учетом их свойств и особенностей; обработка почв в состоянии их физической спелости; применение в достаточных количествах органических и минеральных удобрений; известкование кислых почв; правильное чередование культур в севообороте; посев многолетних трав; запрет бессистемного выпаса скота на пастбищных угодьях.

Глава 8

ФИЗИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВЫ

Свойства, характеризующие почву как физическое тело, делятся на общие физические, физико-механические, водные, воздушные и тепловые.

8.1. Общие физические свойства

Основными физическими свойствами почвы являются плотность твердой фазы, плотность сложения и пористость.

Плотность твердой фазы. Почва состоит из твердой, жидкой и газообразной фаз. Если условно исключить жидкую и газообразную со-

ставные части почвы, придать твердой фазе монолитное состояние и определить массу единицы ее объема, то это и будет плотность твердой фазы (удельная масса).

В лабораторных условиях плотность твердой фазы определяется *пикнометрическим методом*, при котором объем твердой фазы находят по массе воды, вытесненной навеской сухой почвы. При этом исходят из того, что при температуре $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ 1 г воды занимает объем, равный 1 см^3 . Именно поэтому в практике почвоведения плотностью твердой фазы называют отношение массы сухой почвы к массе равного объема воды при температуре $4\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Плотность твердой фазы измеряется в граммах на сантиметр кубический (г/см^3) и зависит от минералогического состава почвы и содержания в ней органического вещества. Минералы, входящие в состав почвы, отличаются различной плотностью (от 2,1 до 5 г/см^3 и более). Соответственно, чем больше в почве тяжелых минералов, тем выше плотность ее твердой фазы. Что касается органического вещества, то его плотность ($1,2\ldots 1,8\text{ г/см}^3$) в 1,5–2,0 раза меньше, чем у минеральной части почвы. Поэтому почвы с большим содержанием органического вещества всегда отличаются меньшей плотностью твердой фазы.

В целом плотность твердой фазы — величина довольно стабильная и в минеральных горизонтах большинства почв находится в пределах $2,4\ldots 2,7\text{ г/см}^3$, в торфяных — $1,4\ldots 1,8\text{ г/см}^3$.

Плотность сложения почв. Сложение почвы определяется взаимным расположением ее частиц и комков. Плотностью сложения (или просто плотностью) почвы (d_v) называется масса единицы объема абсолютно сухой почвы в естественном состоянии. При ее определении учитывается не только объем твердой фазы почвы, но и объем пор. Как и плотность твердой фазы, она выражается в граммах на сантиметр кубический (г/см^3). У минеральных почв плотность колеблется от 0,9 до $1,8\text{ г/см}^3$, у торфяно-болотных — от 1,15 до $0,40\text{ г/см}^3$. Этот показатель довольно динамичен и зависит от размера почвенных частиц, содержания органического вещества, минералогического состава, структурного состояния и пористости почвы.

Большое влияние на плотность сложения оказывает обработка почвы. Как правило, наименьшую плотность почва имеет сразу же после культивации, способствующей ее разрыхлению и увеличению объема пор. Со временем плотность увеличивается до состояния, которое называется *равновесной плотностью*. При таком состоянии плотность сложения почвы длительное время почти не изменяется, что в первую очередь объясняется равновесием сил, вызывающих уплотнение почвы

и увеличение объема пор. Уменьшение плотности почвы может происходить в результате ее набухания при увлажнении и последующей усадки в засушливый период, замерзания и оттаивания воды в почве, развития корневой системы растений, деятельности обитающих в почве животных, внесения органических удобрений.

Каждая сельскохозяйственная культура предъявляет свои требования к плотности почвы. Наиболее благоприятная для растения плотность сложения почвы называется *оптимальной*. Для большинства сельскохозяйственных культур она составляет 1,0...1,2 г/см³.

В целом для оценки плотности сложения почвы можно использовать данные, представленные в табл. 8.1.

Таблица 8.1

**Оценка плотности сложения (d_v) суглинистых и глинистых почв
(Н.А. Качинский)**

d_v , г/см ³	Оценка	d_v , г/см ³	Оценка
< 1,0	Почва вспушена или богата органическим веществом	1,3...1,4	Пашня сильно уплотнена
1,0...1,1	Свежевспаханная почва	1,4...1,6	Типичные величины для подпахотных горизонтов (кроме чернозёмов)
1,1...1,3	Пашня уплотнена	1,6...1,8	Сильно уплотненные иллювиальные горизонты

Плотность сложения почвы не основной, но довольно важный показатель, характеризующий ее плодородие. От нее зависят водные, воздушные и тепловые свойства, развитие корневых систем растений, интенсивность микробиологических процессов, а в конечном итоге — урожайность сельскохозяйственных культур.

К основным агротехническим мероприятиям, направленным на достижение оптимальных параметров плотности сложения почвы, относятся ее глубокое рыхление и внесение органических удобрений.

Пористость почвы. Объем любой почвы можно разделить на две части: *объем твердой фазы* и *объем пор*, которые, в свою очередь, могут быть заполнены водой или воздухом. Суммарный объем всех почвенных пор называется *пористостью* (*скважностью*). Если бы почва не была пористой, то в ней не могли бы распространяться корни и отсутствовали вода и воздух, которые необходимы как для высших растений, так и для микроорганизмов. Пористость обычно выражают в процентах от объема почвы. Этот показатель весьма непостоянен. Он тесно

связан с плотностью сложения, гранулометрическим составом и структурным состоянием почвы и находится в пределах 25...90%. Его максимальные значения (80...90%) характерны для торфяных горизонтов.

Общий объем пор (общая пористость) $P_{\text{общ}}$ рассчитывают по формуле

$$P_{\text{общ}} = \left(1 - \frac{d_v}{d} \right) \cdot 100,$$

где d_v — плотность сложения почвы, г/см³; d — плотность твердой фазы почвы, г/см³.

В структурных почвах поры располагаются как между агрегатами, так и внутри них, между элементарными почвенными частицами. При этом поры делятся на капиллярные и некапиллярные. *Капиллярные поры* — это поры, которые находятся между мельчайшими почвенными частицами и в которых вода передвигается под действием капиллярных сил. *Некапиллярные поры* расположены между структурными отдельностями или крупными механическими элементами. По порам вода под действием гравитационных сил может стекать в нижние горизонты и за пределы почвенного профиля, оставляя их заполненными воздухом. В связи с этим общую пористость почв принято подразделять на пористость аэрации и поры, заполненные водой. Объем пор, занятых водой (P_w), можно рассчитать по формуле

$$P_w = d_v \cdot W,$$

где d_v — плотность сложения почвы, г/см³; W — влажность почвы, %.

Пористость аэрации находят как разность между общей пористостью и объемом пор, занятых водой.

Порозность отдельно взятого агрегата ($P_{\text{агр}}$, %) рассчитывают по формуле

$$P_{\text{агр}} = \left(\frac{M_{\text{агр}}}{V_{\text{агр}}} d \right) \cdot 100,$$

где $M_{\text{агр}}$ — масса сухого агрегата, г; $V_{\text{агр}}$ — объем агрегата, см³; d — плотность твердой фазы почвы, г/см³.

У хорошо и полностью оструктуренных почв суммарная пористость всех агрегатов ($P_{\text{с.агр}}$, %) рассчитывается по формуле

$$P_{\text{с.агр}} = \frac{P_{\text{агр}}(100 - P_{\text{общ}})}{100 - P_{\text{агр}}}.$$

Объем пор, расположенных между почвенными комками, рассчитывают как разность между общей порозностью и суммарной пористостью внутри агрегатов.

Если почва оструктурена не полностью и между ее агрегатами имеются не склеенные в комочки механические элементы, то при расчетах межагрегатной и внутриагрегатной пористости необходимо делать поправку на содержание структурных отдельностей в общем объеме почвы.

Суммарная порозность, занятая водой, состоит из пор, заполненных прочносвязанной, рыхлосвязанной и капиллярной влагой, относительный объем которых можно рассчитать по следующим формулам.

Объем пор, занятых прочносвязанной водой ($P_{\text{МГВ}}$, %):

$$P_{\text{МГВ}} = \frac{\text{МГВ} \cdot d_v}{1,5},$$

где МГВ — максимальная гигроскопическая влажность, %.

Объем пор, заполненных рыхлосвязанной водой ($P_{\text{РСВ}}$, %):

$$P_{\text{РСВ}} = \frac{(\text{ВЗ} - \text{МГВ})d_v}{1,25},$$

где ВЗ — влажность устойчивого завядания растений, %.

Объем пор, в которых находится капиллярная влага ($P_{\text{КВ}}$):

$$P_{\text{КВ}} = (\text{НВ} - \text{ВЗ})d_v,$$

где НВ — наименьшая влагоемкость, %.

Для оценки пористости почвы Н.А. Качинский предложил критерии, представленные в табл. 8.2. С агрономической точки зрения важно, чтобы почвы имели наибольшую капиллярную пористость и при этом пористость аэрации в минеральных почвах составляла не менее 15%, а в торфяно-болотных — не менее 30% от их объема.

Таблица 8.2

Критерии для оценки пористости почв (Н.А. Качинский)

Общая пористость в вегетационный период для суглинистых и глинистых почв, %	Качественная оценка пористости
> 70	Избыточная (почва вспушена)
70...55	Отличная для культурно-пахотного слоя
55...50	Удовлетворительная для пахотного слоя

Окончание табл. 8.2

Общая пористость в вегетационный период для суглинистых и глинистых почв, %	Качественная оценка пористости
50...40	Неудовлетворительная для пахотного слоя
40...25	Чрезмерно низкая (характерна для уплотненных иллювиальных горизонтов)

Как правило, в почвенном профиле более высокую пористость имеет верхний горизонт, который постоянно подвергается разрыхляющему действию корней и обитающих в почве животных. Вспашка, культивация и другие виды обработки увеличивают пористость почвы. Однако со временем пашня под влиянием силы тяжести уплотняется и объем ее пор уменьшается. Поэтому важно, чтобы посев зерновых культур проводился после усадки почвы, в противном случае растения могут страдать от оголения узла кущения.

8.2. Физико-механические свойства

Характер и интенсивность ряда процессов, протекающих в почве, во многом зависят от ее физико-механических свойств: пластичности, липкости, набухания, усадки, связности, твердости, сопротивления при обработке. Они во многом определяют условия обработки почвы, энергетические затраты на проведение полевых работ и оптимальные сроки их выполнения.

Пластичность. Пластичностью называется способность влажной почвы под действием внешней силы изменять свою форму без образования трещин и сохранять ее после устранения механического воздействия. Пластичность характеризует степень подвижности механических элементов относительно друг друга. Она обусловлена присутствием в почве илистых и коллоидных частиц и наличием вокруг них водных оболочек. Именно поэтому сухая почва пластичностью не обладает.

С учетом влажности способность почвы изменять свою форму различна. В связи с этим в почвоведении выделяют два состояния почвы, характеризующих ее пластичность (*пределы Аттерберга*):

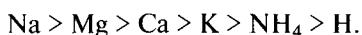
- ♦ верхний предел пластичности (предел текучести) — это абсолютная влажность почвы, при которой стандартный конус массой 76 г под действием силы тяжести погружается в почву на глубину 10 мм;

♦ нижний предел пластичности (предел раскатывания) — абсолютная влажность почвы, при которой ее образец можно раскатать в шнур диаметром 3 мм без образования в нем разрывов.

Разность между значениями верхнего и нижнего пределов Аттерберг предложил считать основным показателем, характеризующим способность почвы изменять свою форму, и назвал его *числом пластичности*. Оно показывает диапазон влажности, в пределах которого почва обладает пластичностью. Если влажность меньше нижнего предела, почва не пластична. Если выше верхнего предела, то почва приобретает состояние текучести и теряет способность изменять свою форму под действием внешних сил. Чем больше разность между верхним и нижним пределами, тем почва более пластична.

Число пластичности во многом зависит от гранулометрического состава почвы. У глинистых почв оно более 17, у суглинистых — 17...7. У супесчаных почв значение данного показателя менее 7, а у песчаных равно нулю.

Основной причиной высокой пластичности тяжелых почв является не только большое содержание в них глинистых частиц, но и наличие водных оболочек вокруг почвенных частичек. Пластичность также зависит от состава поглощенных оснований, так как они во многом определяют степень гидратации почвы. По степени влияния на величину пластичности почв поглощенные катионы располагаются в такой последовательности:



О степени гидрофильности глинистых частиц можно судить по коэффициенту гидрофильности (K_r):

$$K_r = \frac{W_b}{M_c},$$

где W_b — верхний предел пластичности; M_c — содержание илстой фракции в почве, %.

На способность почвы изменять свою форму влияет и химический состав ее коллоидной части. Если в составе почвы отношение $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ меньше 2, пластичность отсутствует; с увеличением данного соотношения от 2 до 6...7 — возрастает.

Для характеристики активности коллоидных частиц почвы Ф. Скейлтон (1953) предложил показатель *коллоидной активности* (K_p):

$$K_p = \frac{W_n}{M_c},$$

где W_n — нижний предел пластичности.

Пластичность почвы зависит от ее гумусового состояния. Чем больше в почве содержится гумуса, тем при более высокой влажности наступает нижний предел пластичности. Соответственно почва с более высоким содержанием гумуса в весенний период пригодна для обработки гораздо раньше, чем аналогичная малогумусированная почва.

Липкость. Это способность влажной почвы прилипать к поверхности различных тел. Она характеризуется силой, которую необходимо приложить для того, чтобы оторвать металлическую пластину от почвы. Количественно липкость почвы выражается в граммах на сантиметр квадратный (г/см^2).

Как и пластичность почвы, липкость зависит от ее влажности. Она обусловлена силами молекулярного сцепления, которые возникают между почвенными частицами, тонким слоем воды и поверхностью соприкасающегося предмета. Таким образом, решающая роль в проявлении липкости принадлежит тонкому слою слабосвязанной воды. Этот слой воды называется *адгезионным*, а сам процесс склеивания с его помощью почвенных частиц и различных предметов — *адгезией*. Чем тяжелее по гранулометрическому составу почва, тем сильнее она прилипает к твердым телам. Это объясняется тем, что более диспергированные почвы имеют большую удельную поверхность и соответственно большую гидрофильность. Липкость возрастает также с увеличением содержания в почве органического вещества.

Значительное влияние на липкость почвы оказывает состав обменных катионов. Например, при насыщении почвенного поглощающего комплекса одновалентными катионами происходит диспергация коллоидных частиц и соответственно значительно увеличиваются адгезионные свойства почвы.

Н.А. Качинский предложил следующую классификацию почв в зависимости от их липкости: *предельно вязкие* ($> 15 \text{ г/см}^2$), *сильно вязкие* ($5...15 \text{ г/см}^2$), *средние по вязкости* ($2...5 \text{ г/см}^2$), *слабо вязкие* ($< 2 \text{ г/см}^2$).

С агрономической точки зрения липкость является неблагоприятным свойством, так как она значительно затрудняет обработку почвы. С этим показателем тесно связано такое состояние почвы, как **физическая спелость**, которая наступает, когда у почвы при ее обработке исчезает способность прилипать к почвообрабатывающим орудиям и она начинает крошиться на комки. Влажность физически спелой почвы колеблется от 60 до 90% от наименьшей влагоемкости. Она зависит от гранулометрического состава почвы. При прочих равных условиях у песчаных и супесчаных почв физическая спелость наступает при более высокой влажности, чем у суглинистых и глинистых. Насыщен-

ние почвенного поглощающего комплекса катионами кальция и магния значительно снижает липкость почв, что способствует более ранней их обработке в весенний период. Состояние физической спелости наступает раньше и у высокогумусированных почв, отличающихся от почв с низким содержанием гумуса большей степенью оструктуренности.

Различают также **биологическую спелость**, под которой понимают такое состояние почвы, при котором почвенные микроорганизмы начинают активно содействовать освобождению продуктов питания для растений.

Набухание. Это способность почвы увеличивать при увлажнении свой объем. Оно выражается в процентах от исходного объема почвы и находится по формуле

$$V_{\text{наб}} = \frac{(V_1 - V_2) \cdot 100}{V_2},$$

где $V_{\text{наб}}$ — набухание почвы, %; V_1 — объем влажной почвы, см^3 ; V_2 — объем сухой почвы, см^3 .

Набухание обусловлено способностью почвенных частиц сорбировать на своей поверхности влагу, а также гидратацией обменных катионов. Чем меньше размер частиц, из которых состоит почва, тем больше их суммарная поверхность и, следовательно, выше их вододерживающая способность и мощнее водная пленка, которую они могут создавать вокруг себя. Именно поэтому набухаемость зависит от содержания в почве коллоидов. При увлажнении сильно увеличивается объем тяжелых почв. При этом чем больше в почве минералов с расширяющейся решеткой, таких как монтмориллонит и вермикулит, тем больше ее набухание.

Большое влияние на способность почвы набухать оказывает состав обменных катионов. Чем больше в почвенном поглощающем комплексе содержится одновалентных катионов, особенно катионов натрия, тем сильнее набухает почва. Установлено, например, что коллоидные частицы, насыщенные натрием, могут поглощать воды в 10 раз больше, чем их объем. Именно поэтому солонцы, чей почвенный поглощающий комплекс богат этими катионами, очень сильно набухают во время дождей. Высокое давление, которое при этом возникает, приводит к выпячиванию почвенной массы и образованию своеобразного кочковатого микрорельефа.

Очень гидрофильными являются коллоиды органического происхождения. В связи с этим в почвах, плохо оструктуренных и насыщенных натрием, гумусовые вещества способствуют более высокой набухаемости. В хорошо оструктуренных почвах органические коллоиды,

обволакивая почвенные комочки своеобразной пленкой, мешают проникновению в них воды и тем самым препятствуют увеличению объема минеральной части почвы.

Набухание является отрицательным свойством почвы, так как разделение почвенных частиц пленками воды может привести к разрушению структурных отдельностей и значительно ухудшить ее физические показатели.

Усадка. Это способность влажной почвы уменьшать свой объем при высыхании. Она измеряется в процентах от исходного объема и зависит от тех же факторов, что и набухание. Сильная усадка почвы — отрицательное явление, так как приводит к образованию трещин и разрыву корневой системы растений. При небольшой амплитуде набухания и усадки формируются мелкокомковатые структурные отдельности, способствующие улучшению водных и воздушных свойств почвы.

Связность почвы. Под связностью понимают способность почвы оказывать сопротивление силам, стремящимся разъединить ее частицы. Она обусловлена взаимным сцеплением механических элементов и выражается в килограммах на сантиметр квадратный (кг/см^2). Благодаря этому свойству почвенные частицы могут склеиваться в структурные отдельности. Связность почвы зависит от размера почвенных частиц, минералогического состава почвы, ее влажности, состава обменных оснований, содержания в почве органического вещества и различных клеящих компонентов. Обычно наибольшей связностью характеризуются глинистые почвы с высоким содержанием монтмориллонита. По мере уменьшения содержания в почве глинистых частиц и относительного увеличения количества каолинита связность уменьшается.

Как правило, связность увеличивается по мере иссушения почвы и достигает максимального значения при влажности, близкой к влажности завядания.

С увеличением содержания в почве органического вещества связность у песчаных почв возрастает, у глинистых и суглинистых — снижается. Последнее объясняется в первую очередь образованием большего числа структурных отдельностей, а следовательно, снижением площади соприкосновения между почвенными частицами. Именно поэтому структурные почвы характеризуются меньшей связностью по сравнению с бесструктурными. Связность возрастает при насыщении почвы ионами натрия, который, как известно, приводит к диспергации почвенных частиц, увеличению их удельной поверхности и сил сцепления между ними.

Обычно высоко связные почвы могут хорошо противостоять проявлению водной и ветровой эрозии. Однако по мере увеличения связно-

сти почвы возрастают ее твердость и удельное сопротивление, а в конечном итоге — и затраты на ее обработку.

Твердость. Под твердостью понимают способность почвы сопротивляться проникновению в нее твердого тела, т.е. оказывать сопротивление силам, направленным на ее сжатие и разрыв во время расклинивания. Твердость измеряется с помощью специальных приборов — твердомеров и изменяется от 5 до 60...70 кг/см² и более. Зависит она от тех же факторов, что и связность. Ее максимальное значение характерно для слитых почв и солонцов, находящихся в сухом состоянии.

Сопротивление при обработке. От этого показателя зависит сила тяги, необходимая для обработки почвы. Сопротивление почвы (C) при обработке учитывается при конструировании почвообрабатывающей техники и определении норм выработок сельскохозяйственных агрегатов. Рассчитать его можно по формуле

$$C = K \cdot H \cdot B,$$

где K — удельное сопротивление почвы, кг/см²; H — глубина вспашки, см; B — ширина захвата, см.

Удельным сопротивлением почвы называется усилие, которое затрачивается при ее вспашке на подрезание почвенного пласта, его оборот и трение о рабочую поверхность. В целом оно колеблется от 0,2 до 1,2 кг/см² и зависит от гранулометрического состава почвы, ее влажности, плотности сложения, твердости, состава обменных катионов, содержания органического вещества, особенностей возделываемых культур. Например, у дерново-подзолистых супесчаных почв удельное сопротивление составляет около 0,18 кг/см², у суглинистых — от 0,27 до 0,48 кг/см² и у глинистых — около 0,68 кг/см². При этом максимальное удельное сопротивление наблюдается у почв, влажность которых близка к влажности устойчивого завядания, а минимальное — при их средней влажности. При влажности почвы в пределах 30...70% от общей влагоемкости удельное сопротивление почвы сильно зависит от ее твердости.

При прочих равных условиях хорошо оструктуренные почвы оказывают значительно меньшее сопротивление обработке, чем бесструктурные. Возрастает сопротивление почвы и при насыщении почвенного поглощающего комплекса катионами натрия.

У целинных почв и почв, длительное время находившихся под многолетними травами, удельное сопротивление почти в 1,5 раза выше, чем у старопахотных, а под пропашными культурами — значительно меньше, чем под культурами сплошного сева. При этом с увеличением содержания в почве гумуса значение данного показателя снижается.

8.3. Регулирование физических и физико-механических свойств

Многие агрофизические свойства почвы довольно динамичны и их можно регулировать с помощью агротехнического, биологического и химического воздействия. Эффективность обработок почвы во многом зависит от ее влажности. Почва должна обрабатываться в состоянии физической спелости. В этом случае формируется наиболее ценная с агрономической точки зрения почвенная структура, а почва отличается невысокой плотностью и хорошей воздухообеспеченностью. Применение мощной тяжелой техники может вызвать сильное уплотнение пахотного и подпахотного горизонтов. При этом ухудшается пористость почвы и резко возрастает ее удельное сопротивление.

Наиболее комплексное влияние на агрофизические свойства почвы оказывают органические удобрения. Они увеличивают содержание в почве гумуса и тем самым положительно влияют как на общие физические, так и на физико-механические свойства, доводя их до оптимальных параметров. Аналогичную роль выполняет и посев многолетних трав. После их уборки благодаря мощной корневой системе и большому количеству растительных остатков в почве остается много органического вещества, из которого в дальнейшем образуется гумус.

Таблица 8.3

Влияние приемов окультуривания на физические свойства дерново-подзолистой почвы (Н.С. Авдонин и др.)

Вариант опыта	Плотность, г/см ³	Пористость, %			Средняя водо-проницаемость, мм/мин	Количество водопрочных агрегатов крупнее 0,5 мм, %
		общая	капиллярная	некапиллярная		
Контроль	1,38	48,4	38,5	9,9	0,89	42,7
Люпин на зеленое удобрение, известь (1 т/га)	1,28	50,5	39,0	11,5	1,18	42,9
Торфокомпост (40 т/га), известь по полной гидролитической кислотности	1,27	51,6	40,8	10,8	1,82	48,4
Навоз (40 т/га), известь по полной гидролитической кислотности	1,28	51,5	38,9	12,6	1,58	48,5

Изменению агрофизических свойств способствует также известкование кислых и гипсование щелочных почв. Эти приемы изменяют состав поглощенных катионов и соответственно уменьшают плотность почвы, ее твердость, сопротивление при обработке, структурное состояние, улучшают практически все основные физические и физико-механические свойства. При этом химическая мелиорация почв особенно эффективна на фоне органических удобрений (табл. 8.3).

Глава 9

ПОЧВЕННАЯ ВЛАГА, ВОДНЫЕ СВОЙСТВА И ВОДНЫЙ РЕЖИМ ПОЧВ

Одно из условий формирования почвы — наличие в ней воды. Новообразование минералов, образование гумусовых веществ, выветривание горных пород, формирование почвенных горизонтов — все это происходит при участии воды. Благодаря воде в почве протекают многие биологические, физические и химические процессы, совершается транспортировка веществ, происходит развитие растений и микроорганизмов. Почвенная влага является терморегулирующим фактором, в значительной степени определяющим баланс тепла в почве и ее температурный режим, от количества воды зависят физико-механические свойства почв, а в конечном итоге — и их плодородие. При этом как недостаток, так и избыток влаги отрицательно сказывается на плодородии почв, снижает окупаемость минеральных и органических удобрений, уменьшает эффективность практически всех агротехнических мероприятий.

В природных условиях в почве всегда содержится то или иное количество влаги. Если массу этой влаги выразить в процентах от массы сухой почвы, то можно рассчитать *абсолютную влажность почвы* (W , %):

$$W = 100 \cdot \frac{M_{\text{в}}}{M_{\text{п}}},$$

где $M_{\text{в}}$ — масса воды, г; $M_{\text{п}}$ — масса абсолютно сухой почвы, г.

Для характеристики степени насыщения почв водой введено понятие *относительной влажности* ($W_{\text{отн}}$, %), которая рассчитывается как процент абсолютной влажности от наименьшей влагоемкости (НВ, %):

$$W_{\text{отн}} = 100 \cdot \frac{W}{\text{НВ}}.$$

Для большинства культурных растений оптимальная относительная влажность почвы находится в пределах 70...100% от наименьшей влагоемкости.

Основной источник воды в почве — атмосферные осадки. Однако обеспеченность растений водой зависит не только от количества осадков, но и от водных свойств самой почвы, от ее способности испарять, впитывать, поднимать по капиллярам влагу, удерживать и отдавать ее растениям.

При одинаковых осадках разные почвы могут содержать различное количество доступной для растений влаги, что во многом зависит от их гранулометрического и минералогического составов, структурного состояния и гумусированности. В связи с этим важно знать не только общие запасы воды в почве, но и состояния, в которых она может находиться, ее доступность растениям, законы передвижения воды в почвенном профиле, водные свойства почв и их водные режимы.

9.1. Категории и формы воды в почве

В зависимости от температуры вода в почве может находиться в трех состояниях: твердом, парообразном и жидком.

Твердая влага — это лед. В таком состоянии она находится при отрицательной температуре. Замерзшая вода неподвижна и недоступна растениям. При температуре выше 0 °С она становится жидкой или парообразной.

Парообразная влага находится в почве в форме водяного пара. Она занимает поры аэрации и перемещается по ним или с током почвенного воздуха, или же диффузионно — от пор с более высокой абсолютной упругостью пара к порам с меньшей упругостью. Это во многом зависит от температуры почвы. При ее увеличении возрастает давление водяного пара и он начинает передвигаться к менее прогретым горизонтам. Именно поэтому при большой амплитуде колебания температуры воздуха в дневное и ночное время могут возникать восходящие и нисходящие потоки движения парообразной воды. По мере снижения температуры водяные пары способны конденсироваться на поверхности почвенных частиц и переходить, таким образом, в *жидкое состояние*.

Вода, которая находится в почве в парообразном или жидком состоянии, подвергается действию сорбционных, капиллярных, осмотических и гравитационных сил. Эти силы могут существенно изменять

свойства воды, уменьшать или увеличивать ее подвижность, а соответственно и доступность растениям.

Сорбционные силы обусловлены свободной поверхностной энергией, присущей почвенным частицам и воде. Благодаря этой энергии почвенные частицы способны притягивать к себе дипольные молекулы воды. Такой процесс называется *сорбционным (сорбцией)*, а само явление — *гидратацией*. Благодаря этому явлению вокруг ионов и коллоидных частиц может образоваться водная (гидратная) оболочка (рис. 9.1).

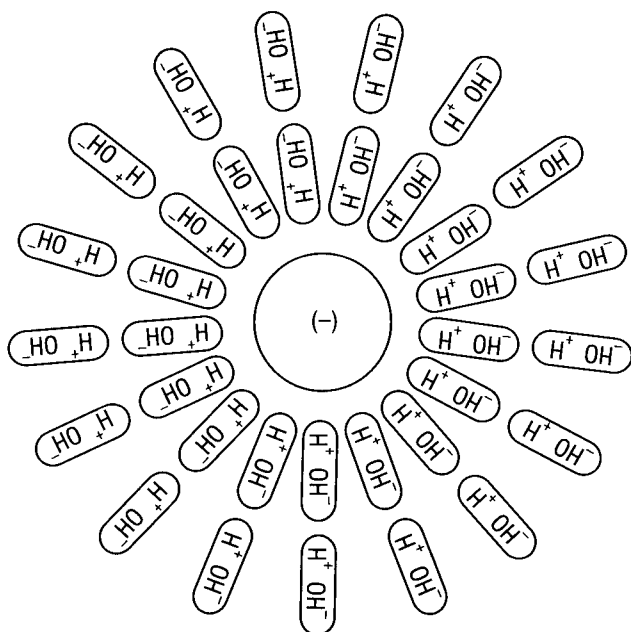


Рис. 9.1. Ориентированные диполи воды вокруг гидратированной частицы

Капиллярные силы (их еще называют *менисковыми*) обусловлены поверхностным натяжением воды и явлениями смачивания.

Поверхностное натяжение объясняется тем, что молекулы воды, которые находятся в поверхностном слое, постоянно испытывают действие сил, стремящихся втянуть их внутрь жидкости. Возникновение этих сил обусловлено резким отличием условий существования молекул на поверхности жидкости и внутри нее. Внутри жидкости каждая молекула воды испытывает равномерное притяжение и отталкивание

со стороны окружающих молекул. Молекулы, находящиеся снаружи, испытывают только одностороннее притяжение со стороны нижерасположенных молекул. Это и обуславливает образование на поверхности воды своеобразной пленки, обладающей поверхностным натяжением и определенным количеством свободной энергии.

Благодаря свободной энергии вода может смачивать поверхность большинства тел. Явление *смачивания* вызывает образование вогнутого мениска, т.е. искривление поверхности жидкости у стенок сосуда, в который она заключена. При этом в больших порах значительная часть поверхности воды остается плоской, а искривляется в результате смачивания только ее край. Чем меньше диаметр пор, тем больше кривизна мениска. Образование вогнутого мениска ведет к уменьшению поверхностного давления и соответственно к поднятию воды по капиллярам.

Менисковые, или капиллярные, силы начинают проявляться в порах диаметром менее 8 мм. При этом высота поднятия воды по капиллярам обратно пропорциональна радиусу капилляра (уравнение Жюренена):

$$H = \frac{2a}{rgd} = \frac{0,15}{r},$$

где H — высота поднятия жидкости по капиллярам, м; a — величина поверхностного натяжения жидкости, Н/м (для воды $a = 7,4 \cdot 10^{-2}$ Н/м); r — радиус капилляра, см; g — ускорение силы тяжести (9,8 м/с); d — плотность воды, г/см³.

Наибольшей капиллярной силой обладают поры размером от 100 до 3 мкм. Поры диаметром меньше 3 мкм, как правило, заполнены связанной водой и поэтому мениски в них не образуются и капиллярного поднятия воды по ним не происходит. Гранулометрический состав почв и грунтов влияет на высоту капиллярного поднятия воды (см. табл. 9.2).

Благодаря воде, передвигающейся под действием капиллярных сил, в засушливые периоды года может происходить пополнение запасов влаги в пахотном горизонте почвы, а также перемещение водорастворимых солей, коллоидов, тонких суспензий из нижних горизонтов в верхние.

Влага, которая находится в почве, при взаимодействии с ее твердой и газообразной фазами, корнями растений и живыми организмами обогащается различными водорастворимыми соединениями и превращается в почвенный раствор. Этот раствор вследствие взаимного при-

тяжения растворенного вещества и молекул воды обладает определенным *осмотическим давлением*. Если, например, дистиллированную воду отделить от какого-либо водного раствора перегородкой, проницаемой для воды и не проницаемой для молекул растворенного вещества, вода начнет проникать через полупроницаемую мембрану в раствор, уменьшая его концентрацию. В этом случае на стенки мембраны будет оказываться давление, которое и называется осмотическим.

В почве осмотическое давление возникает при взаимодействии воды и обменных ионов, а также в тех случаях, когда почвенный раствор имеет неодинаковую концентрацию в его различных частях. Обменные ионы, находящиеся вокруг мельчайших коллоидных частиц, притягивают к себе из почвенного раствора молекулы воды и создают вокруг себя водные оболочки, отталкивающие их от почвенных частиц. Именно такое отжимающее усилие воды рассматривается в почвоведении как проявление осмотического давления. Благодаря осмотическим силам вода в почвенной толще способна передвигаться от участков с низкой концентрацией к участкам с большей концентрацией. При этом способность раствора с большей концентрацией притягивать к себе молекулы воды из раствора с меньшей концентрацией иногда называют *всасывающим давлением раствора*.

Что касается *гравитационных сил*, то под их действием свободная влага, находящаяся в крупных порах, может передвигаться из верхних горизонтов в нижние и уходить за пределы почвенного профиля.

Для оценки совокупного действия сил, под влиянием которых вода находится в почве, введено понятие «*потенциал почвенной влаги*». Он характеризует энергию, с которой почва удерживает воду. Если почва полностью насыщена водой и не содержит солей, то потенциал ее влаги равен нулю. С уменьшением влажности значение данного показателя возрастает и почва приобретает способность поглощать чистую воду. Такая способность почвы называется ее *сосущей силой*. Величина этой силы у сухих почв может достигать 10 тыс. атм.

В связи с тем что в почве вода подвергается воздействию различных сил и характеризуется различной подвижностью и соответственно неодинаковыми свойствами и доступностью растениям, ее принято делить на категории и формы. Выделяют следующие категории почвенной влаги: кристаллизационная, связанная и свободная.

Кристаллизационная вода входит в состав кристаллических решеток минералов и характеризуется полной неподвижностью.

Связанная вода удерживается в почве за счет сорбции парообразной и жидкой влаги на поверхности ее твердой фазы. Она подразделяется на две формы: прочносвязанную и рыхлосвязанную.

Прочносвязанная вода удерживается на поверхности почвенных частиц за счет адсорбции паров воды. Она непосредственно соприкасается с механическими элементами почвы и образует вокруг них тонкую пленку, состоящую из двух-трех слоев молекул воды. Эта влага называется *гигроскопической*. Являясь чрезвычайно прочно связанной с твердой фазой почвы, она неподвижна, совершенно недоступна растениям, не растворяет растворимые в свободной воде вещества, обладает более высокой плотностью и более низкой, чем свободная влага, температурой замерзания.

Рыхлосвязанная вода образуется при соприкосновении почвенных частиц с водой, находящейся в жидком состоянии. Она представляет собой дополнительную водную пленку, расположенную вокруг прочносвязанной влаги. Молекулы этой пленки удерживаются как за счет сил диполей воды, так и за счет гидратирующей способности обменных катионов. Толщина пленки достигает нескольких десятков молекул воды, которые могут передвигаться под действием сорбционных сил от одних почвенных частиц к другим.

Свободная влага — влага, которая находится в жидком состоянии и передвигается в почве под действием капиллярных и гравитационных сил. В зависимости от интенсивности проявления этих сил свободная влага делится на две формы: капиллярную и гравитационную.

Капиллярная влага находится в капиллярных порах и передвигается в них за счет капиллярных сил. В свою очередь, она делится на капиллярно-подпертую и капиллярно-подвешенную.

Капиллярно-подпертая влага формируется при увлажнении почвы грунтовыми водами, которые снизу как бы подпирают влагу, находящуюся над ними в капиллярных порах. При этом слой почвы, заполненный капиллярной влагой и расположенный непосредственно над грунтовыми водами, называется *капиллярной каймой*.

Капиллярно-подвешенная влага создается из атмосферных осадков или при поливе почвы. Существует несколько ее разновидностей, среди которых наибольший интерес представляют стыковая, внутриагрегатная и сорбционно-замкнутая влага.

Стыковая капиллярно-подвешенная влага расположена в виде отдельных скоплений вокруг точек соприкосновения почвенных частиц (рис. 9.2). Она удерживается в почве с помощью капиллярных сил и характерна, как правило, для песчаных почв.

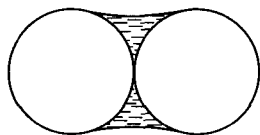


Рис. 9.2. Водная манжета (стыковая вода) между шарообразными частицами (по А.А. Роде)

Внутриагрегатная капиллярно-подвешенная влага удерживается капиллярными силами в капиллярных порах, расположенных внутри почвенных комков.

Сорбционно-замкнутая влага расположена в некапиллярных порах, изолированных перемычками связанной воды. Эта разновидность капиллярно-подвешенной влаги удерживается в почве с помощью сорбционных сил.

Капиллярно-подвешенная влага доступна для растений и сохраняется в почве длительное время. Ее количество во многом зависит от гранулометрического состава почвы. Чем тяжелее почва, тем больше капиллярно-подвешенной влаги может накапливаться в ней.

Гравитационная влага — это вода, которая находится в крупных порах. По этим порам она может передвигаться вниз под действием силы тяжести. Гравитационная влага доступна для растений и подразделяется на просачивающуюся воду и воду водоносных горизонтов. *Просачивающаяся влага* — это влага, которая передвигается сверху вниз под действием силы тяжести. *Влага водоносных горизонтов* располагается над водоупорным слоем и удерживается в пределах почвенного профиля за счет его непроницаемости. Наличие в почвенной толще избыточного количества свободной гравитационной влаги нежелательно, так как оно приводит к заболачиванию.

9.2. Водные свойства почв

К основным водным свойствам почвы относят ее водопроницаемость, водоудерживающую и водоподъемную способности.

Водопроницаемость. Способность почвы впитывать и пропускать через себя воду называется водопроницаемостью. Ее можно разделить на две стадии. Первая стадия называется *впитыванием*. Она проявляется в более сухих почвах, когда свободные от влаги поры начинают заполняться водой. Вторая стадия — *фильтрация*. Она, как правило, проявляется во время обильных осадков. В это время в почве, которая уже полностью насыщена водой, влага начинает передвигаться под влиянием силы тяжести и градиента напора.

Интенсивность водопроницаемости почвы зависит от размера и количества пор. Легкие песчаные и супесчаные почвы, имеющие большое количество крупных пор, всегда отличаются высокой водопроницаемостью. Даже после выпадения большого количества атмосферных осадков вода на поверхности таких почв практически не задерживается и очень быстро уходит в нижние горизонты.

В более тяжелых по гранулометрическому составу почвах уровень водопроницаемости зависит от их плотности и структурного состояния. Так, рыхлые, хорошо оструктуренные почвы всегда характеризуются более высоким значением данного показателя.

Влияет на водопроницаемость и состав поглощенных катионов. Например, почвы, насыщенные катионами Na^+ , при увлажнении сильно набухают и становятся для воды почти непроницаемыми.

Для оценки водопроницаемости почв можно воспользоваться данными табл. 9.1, которые были предложены Н.А. Качинским в 1970 г.

Таблица 9.1

Оценка водопроницаемости почв

Водопроницаемость	Количество воды (мм), пропускаемое почвой за 1 ч, при напоре 5 см и температуре 10 °С
Провальная	> 1000
Излишне высокая	1000...500
Наилучшая	500...100
Хорошая	100...70
Удовлетворительная	70...30
Неудовлетворительная	< 30

Как высокая, так и низкая водопроницаемость неблагоприятна для развития растений. При небольшом значении данного показателя во время дождей может происходить гибель сельскохозяйственных культур от вымокания. При высокой водопроницаемости в корнеобитаемом слое чрезвычайно трудно создать необходимый запас доступной для растений влаги, и во время засухи растения на таких почвах гибнут в первую очередь.

Водоудерживающая способность. Это способность почвы удерживать в своих порах воду. Для характеристики водоудерживающей способности почвы введено понятие ее влагоемкости. *Влагоемкостью* называют наибольшее количество воды, которое может удерживать почва с помощью тех или иных сил. Обычно она выражается в процентах от массы сухой почвы.

Одним из факторов водоудерживающей способности почв является свойство почвенных частиц сорбировать на своей поверхности парообразную влагу. Такая способность почвы получила название *гигроскопичности*, а сама парообразная влага, удерживаемая на поверхности твердой фазы, — *гигроскопической*.

Величина гигроскопической влажности зависит от удельной поверхности почвы, содержания в ней гумуса, состава обменных оснований и минералов. Чем меньше размер почвенных частиц, тем выше их суммарная поверхность и тем большее количество парообразной влаги сорбируется ими. Гигроскопичность растет с увеличением гумусированности почвы и емкости поглощения катионов. Влияние состава минералов на поглощение водяных паров почвой наиболее сильно проявляется при относительной влажности воздуха более 95%. При этом, например, частицы почвы, состоящие из монтмориллонита, сорбируют влаги больше, чем состоящие из иллита или каолинита.

Большое влияние на содержание гигроскопической влаги оказывает относительная влажность воздуха. Чем выше влажность воздуха, тем больше гигроскопичность почвы. При значении данного показателя, близком к 100%, почва насыщается парообразной влагой до состояния, которое называется *максимальной гигроскопической влажностью* (МГВ).

При относительной влажности воздуха более 80% сорбция водяных паров сопровождается конденсацией влаги на стыках между частицами почвы, что происходит из-за более низкой упругости водяного пара над вогнутой поверхностью (рис. 9.3). Поэтому почва, насыщенная до состояния максимальной гигроскопической влажности, при соприкосновении с водой сохраняет способность притягивать ее новые порции. Такая влага, конденсированная на вогнутых поверхностях и удержи-

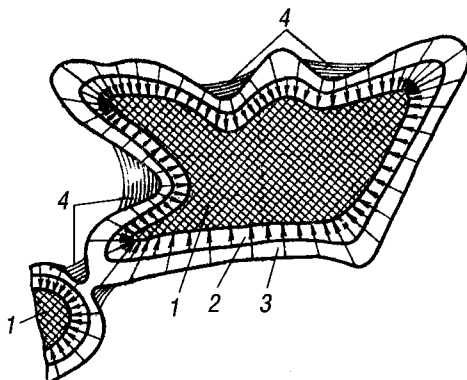


Рис. 9.3. Сорбция воды почвой (по Н.А. Качинскому):

1 — почвенная частица; 2 — слой прочносвязанной, строго отрицательной воды; 3 — слой рыхлосвязанной, слабо отрицательной воды; 4 — вода капиллярной конденсации

ваемая почвой с меньшей силой, называется рыхлосвязанной. Это говорит о том, что максимальная гигроскопическая влажность характеризует не только содержание поглощенной прочносвязанной влаги, но и какое-то количество рыхлосвязанной. Наибольшее же количество прочносвязанной влаги, которая может удерживаться на поверхности почвенных частиц с помощью сорбционных сил, называется *максимальной адсорбционной влагоемкостью* (МАВ). Она обычно на 30...40% меньше, чем максимальная гигроскопическая влажность.

Несмотря на некоторую условность, МГВ является очень важным показателем, так как с его помощью можно рассчитать влажность устойчивого завядания растений и соответственно запасы труднодоступной влаги в почве. У легких по гранулометрическому составу почв МГВ находится в пределах 0,1...1,0%, у тяжелых, с большим содержанием гумуса достигает 10...15%, а в органогенных — 20...40%.

Кроме капельно-жидкой рыхлосвязанной воды, которая конденсируется из водяных паров на вогнутых поверхностях и стыках между почвенными частицами, почва, насыщенная парообразной влагой до состояния МГВ, способна также сорбировать какое-то количество жидкой воды. По сравнению с гигроскопической, эта влага удерживается с меньшей силой, и поэтому ее тоже называют рыхлосвязанной (плечной).

Наибольшее количество рыхлосвязанной воды, которое почва может удерживать с помощью сил молекулярного притяжения, называется *максимальной молекулярной влагоемкостью* (ММВ). У песчаных почв ММВ не превышает 5...7%, а толщина пленки вокруг почвенных частиц составляет несколько десятков молекул. У глинистых почв максимальная молекулярная влагоемкость может достигать 25...30%, однако у них из-за меньшего диаметра пор пленка рыхлосвязанной воды значительно тоньше.

По мере накопления в почве влаги рыхлосвязанная вода постепенно переходит в воду, не связанную с почвенными частицами. Такая вода, как уже говорилось, называется свободной. В зависимости от степени увлажнения почвы она может занимать как капиллярные, так и некапиллярные поры. Если водой полностью заполнены все поры, то считается, что почва насыщена влагой до состояния полной влагоемкости.

Полной влагоемкостью (ПВ) называется наибольшее количество воды, которое может поглотить почва при полном заполнении водой всех ее пор. В таком состоянии почва может находиться длительное время лишь в том случае, если влага в крупных некапиллярных порах подпирается снизу грунтовыми водами. Если этого не происходит, то

гравитационные воды стекают под действием силы тяжести вниз. В этом случае почва переходит в состояние увлажнения, называемое наименьшей или предельно-полевой влагоемкостью.

Наименьшая (предельно-полевая) влагоемкость (НВ или ППВ) — это наибольшее количество влаги, которое может удерживать почва после стекания гравитационной воды при отсутствии слоистости почвы и глубоком залегании грунтовых вод. Она зависит от гранулометрического состава, сложения и структурного состояния почвы. В хорошо оструктуренных тяжелых почвах значение данного показателя составляет 30...35% от массы сухой почвы, в песчаных почвах — 10...15%.

По предельно-полевой влагоемкости судят о наибольшем количестве воды, которое почва может накопить и удерживать длительное время. В почве при влажности, соответствующей ППВ, создаются условия, при которых растения наиболее хорошо обеспечены влагой и воздухом. Зная предельно-полевую влагоемкость, можно рассчитать дефицит влаги в почве, который представляет собой разницу между ППВ и фактической влажностью почвы. По мере подсыхания почвы вода, находящаяся в капиллярах, перестает быть сплошной. Влажность почвы, при которой происходит разрыв сплошной воды в капиллярах, называется *влажностью разрыва капилляров* (ВРК). Эта влага почти неподвижна, но доступна корням растений и микроорганизмам. Влажность разрыва капилляров характеризует нижний предел оптимальной влажности почвы, поэтому ее иногда называют критической. При влажности меньше нижнего критического предела происходит замедление развития растений и соответственно снижение их продуктивности. У суглинистых и глинистых почв ВРК составляет 65...70% от предельно-полевой влагоемкости.

Наибольшее количество капиллярно-подпертой влаги, которое может удерживать почва над уровнем грунтовых вод, называется *капиллярной влагоемкостью* (КВ). Она зависит от количества капиллярных пор и глубины залегания грунтовых вод. Чем ближе к почве располагаются грунтовые воды, тем выше ее капиллярная влагоемкость. Это объясняется тем, что при подпоре грунтовыми водами поры нижней части капиллярной каймы всегда больше заполнены влагой, чем верхней. При этом в самой верхней части капиллярной каймы капиллярная влагоемкость почвы соответствует ее предельно-полевой влагоемкости.

Водоподъемная способность. Это способность почвы поднимать влагу по капиллярным порам из нижних слоев в верхние. Наиболее интенсивно вода передвигается за счет капиллярных сил в порах, диаметр которых находится в пределах 0,1...0,003 мм. С увеличением диаметра пор скорость поднятия воды увеличивается, однако высота ее подъе-

ма уменьшается. Поры, размер которых менее 0,003 мм, как правило, заполнены связанной пленочной влагой, и в них высота и скорость подъема воды заметно снижаются. Вода в таких порах передвигается только как пленочная.

Также можно сказать, что чем тяжелее почва по гранулометрическому составу и чем меньше ее структурные отдельности, тем больше высота капиллярного подъема воды в ней (табл. 9.2).

Таблица 9.2

Водоподъемная способность почв и грунтов в зависимости от их гранулометрического состава

Гранулометрический состав	Высота поднятия воды, м
Песок крупный	0,5
Песок средний	0,5...0,8
Супесь	1,0...1,5
Супесь пылеватая	1,5...2,0
Суглинок средний	2,5...3,0
Суглинок тяжелый	3,0...3,5
Глина тяжелая	4,0...6,0
Лёссы	4,0...5,0

С агрономической точки зрения водоподъемная способность почвы имеет очень важное значение. Благодаря ей влага грунтовых вод может подниматься по капиллярам к пахотному горизонту почвы и участвовать в водном питании растений. Это особенно важно в засушливые годы, когда сельскохозяйственные культуры могут страдать из-за недостатка влаги. Вместе с тем при глубоком залегании грунтовых вод капиллярно-подвешенная влага может также передвигаться к поверхности почвы и испаряться в атмосферу. Особенно интенсивно это происходит в бесструктурных почвах. Для снижения потерь воды при испарении проводят закрытие влаги, что заключается в рыхлении верхнего слоя почвы и создании в нем большого количества крупных некапиллярных пор с незначительной водоподъемной способностью.

Определенную опасность представляет и близкое ($< 1,5$ м) залегание от поверхности почвы сильно минерализованных грунтовых вод. Несмотря на гораздо меньшую скорость капиллярного подъема, они также могут достигать верхнего слоя почвы. При этом вода, особенно в сухое время года, испаряется, а соли остаются. В таком случае может произойти быстрое засоление почвы.

9.3. Почвенно-гидрологические константы

Жизнь растительного мира, как и всего живого, без воды невозможна. Растения за время вегетации потребляют огромное количество влаги, которой больше расходуется на транспирацию и меньше — на создание биомассы. Расход воды растениями характеризуется коэффициентом транспирации и показателем относительной транспирации.

Коэффициент транспирации — это отношение количества воды, израсходованного растениями за единицу времени, к общему количеству сухого вещества, образованному ими за то же время.

Относительной транспирацией называется отношение фактической транспирации растений при данной водообеспеченности к потенциальной транспирации при свободном доступе воды.

Растения на создание 1 т сухого вещества биомассы расходуют от 400 до 600 т воды при ее свободном доступе. У отдельных культур значение данного показателя может превышать 1000 т. Однако не вся почвенная влага доступна растениям. Та ее часть, которая может быть усвоена растениями, называется *продуктивной*. Она удерживается в почве меньшими силами, чем сосущая сила корневых волосков, которая у большинства растений не превышает 15 атм (1500 кПа). Если продуктивная влага, содержащаяся в почве, полностью израсходована, то растения начинают завядать. Влажность почвы, при которой наступит устойчивое завядание растений, называется *влажностью завядания* (ВЗ). Она определяется по формуле

$$ВЗ = 1,5 \text{ МГВ},$$

где 1,5 — коэффициент завядания; МГВ — максимальная гигроскопическая влажность, %.

Коэффициент завядания для разных растений различен, но в среднем принято считать, что он равен 1,5.

Влажность завядания зависит не только от вида растений, но и от свойств самой почвы. Обычно, чем тяжелее по гранулометрическому составу почва и чем больше содержится в ней органического вещества, тем выше ее влажность завядания. У песчаных почв она в среднем равна 1...3%, у супесчаных — 3...6, у суглинистых — 6...15, у торфяно-болотных — 50% и более.

Влажность почвы при ее насыщении до полной влагоемкости можно условно разделить на несколько интервалов, при которых могут наблюдаться различные категории почвенной влаги (прочносвязанная, рыхлосвязанная, свободная), отличающиеся своим поведением, свой-

ствами и доступностью растениям. Эти интервалы влажности почвы называются *почвенно-гидрологическими константами* (рис. 9.4). Основными из них являются максимальная адсорбционная влагоемкость (МAB), максимальная гигроскопичность (МГ), влажность завядания (ВЗ), влажность разрыва капилляров (ВРК), наименьшая влагоемкость (НВ), полная влагоемкость (ПВ). Эти константы широко используются в агрономической практике при характеристике запасов воды в почве и оценке обеспеченности растений доступной влагой.

В зависимости от степени доступности растениям вода, находящаяся в почве, может быть подразделена на пять категорий (по А.А. Роде): недоступную для растений; весьма труднодоступную; труднодоступную; среднетруднодоступную; легкодоступную, переходящую в избыточную.

Вода, недоступная для растений. Это «мертвый» запас влаги, который представлен прочносвязанной водой. Он обычно равен максимальной адсорбционной влагоемкости или немного превышает ее. Недоступность этой категории влаги объясняется тем, что всасывающая сила корней растений гораздо меньше сил, которыми прочносвязанная влага удерживается на поверхности почвенных частиц.

Вода, весьма труднодоступная для растений. В ее состав входит в основном рыхлосвязанная (пленочная) вода, количество которой в почве характеризуется диапазоном влажности, находящейся в пределах от максимальной адсорбционной влагоемкости до влажности завядания. Весьма трудная ее доступность растениям обусловлена низкой подвижностью.

Труднодоступная вода. Обуславливает влажность почвы, находящуюся между влажностью завядания и влажностью разрыва капилляров. При такой влажности почвы резко снижается продуктивность растений, но они не погибают.

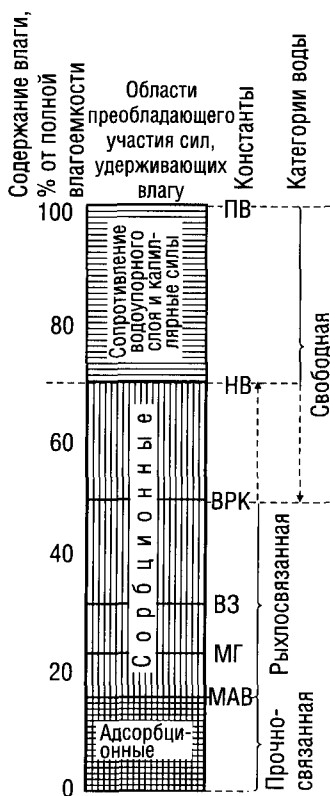


Рис. 9.4. Категории воды и почвенно-гидрологические константы (по А.А. Роде)

Среднедоступная вода. Обуславливает влажность почвы, находящуюся в пределах от влажности разрыва капилляров до влажности почвы, соответствующей ее наименьшей влагоемкости. Среднедоступная вода весьма подвижна и довольно легко потребляется растениями. Чем ближе влажность почвы к наименьшей влагоемкости, тем продуктивность растений становится все более высокой. При этом принято считать, что границы влажности почвы, обусловленной физиологически активной водой, находятся между наименьшей влагоемкостью и влажностью завядания растений.

Вода легкодоступная, переходящая в избыточную. Обуславливает влажность почвы, находящуюся в пределах от ее наименьшей до полной влагоемкости. Избыточная вода может заполнять поры аэрации, затрудняя тем самым дыхание растений и почвенных организмов и способствуя развитию процессов заболачивания.

9.4. Водный режим

Водным режимом почвы называется совокупность происходящих в ней процессов поступления, передвижения, физического превращения, удержания и расхода воды. Количественно его выражают с помощью расчетов баланса воды. *Баланс воды* — это соотношение между количеством влаги, которое поступает в почву за определенный период времени, и количеством, которое расходуется почвой за то же время.

Приходная часть баланса включает в себя запасы почвенной влаги в начале наблюдения, а также количество влаги, которое поступает в почву с атмосферными осадками, грунтовыми и поверхностными водами, внутрипочвенным боковым притоком почвенных и грунтовых вод, в результате конденсации паров воды. Расходная часть баланса представлена запасом воды в конце периода наблюдения, количеством влаги, расходуемой на испарение, транспирацию, инфильтрацию в почвенно-грунтовую толщу, поверхностный и боковой внутрипочвенный стоки.

Если баланс воды в почве рассчитывается за год и в погодных условиях не произошло существенных отклонений от средних многолетних показателей, то запасы воды в начале и в конце наблюдения считаются равными и из расчетов исключаются. Приравниваются и соответственно исключаются из расчетов количества влаги, поступающей в почву и теряющейся из нее в результате бокового притока почвенных и грунтовых вод на склоновых элементах рельефа. В расчетах можно игнорировать и конденсирующуюся в почве парообразную влагу. Обычно баланс воды в почве составляется или для всей ее толщи, или

на определенную глубину, например на глубину проникновения корневой системы растений.

Очень часто во время вегетации полевые культуры испытывают недостаток влаги. Для того чтобы узнать, нуждаются растения в поливе или нет, определяют запасы доступной для них воды в почве и сравнивают их с оптимальными значениями (табл. 9.3). Запас воды в почве в доступной для растений форме называется *полезным запасом* (ПЗВ). Его рассчитывают в миллиметрах (мм) или в метрах кубических на гектар ($\text{м}^3/\text{га}$) и находят по разности между общим запасом всей воды в почве и запасом труднодоступной воды.

Таблица 9.3

Оценка запасов продуктивной влаги
(А.Ф. Вадюнина, З.А. Корчагина, 1986)

Мощность почвенного слоя, см	Запас воды, мм	Уровень запаса воды
0...20	> 40	Хороший
	40...20	Удовлетворительный
	< 20	Неудовлетворительный
1...100	> 160	Очень хороший
	160...130	Хороший
	130...90	Удовлетворительный
	90...60	Плохой
	< 60	Очень плохой

Общий запас влаги (ОЗВ):

$$\text{ОЗВ} = 0,1(W_1 \cdot h_1 \cdot d_{v1}) + 0,1(W_2 \cdot h_2 \cdot d_{v2}) + \dots + 0,1(W_n \cdot h_n \cdot d_{vn}),$$

где 0,1 — коэффициент для пересчета запасов влаги в мм; W_1, W_2, W_n — полевая влажность почвы соответственно для 1, 2 и n -го почвенных слоев, %; h_1, h_2, h_n — мощность почвенных слоев, см; d_{v1}, d_{v2}, d_{vn} — плотность сложения почвы 1, 2 и n -го слоев, $\text{г}/\text{см}^3$.

Запас труднодоступной влаги (ЗТВ) рассчитывается аналогично общему запасу, но при этом в формулу вместо полевой влажности подставляется влажность завядания (ВЗ) растений:

$$\text{ЗТВ} = 0,1(\text{ВЗ} \cdot h_1 \cdot d_{v1}) + 0,1(\text{ВЗ} \cdot h_2 \cdot d_{v2}) + \dots + 0,1(\text{ВЗ} \cdot h_n \cdot d_{vn}).$$

При этом полезный запас влаги $\text{ПЗВ} = \text{ОЗВ} - \text{ЗТВ}$. Если запасы влаги необходимо представить в $\text{м}^3/\text{га}$, то результаты расчета умножаются на 10.

9.5. Типы водного режима и его регулирование

Основным показателем, характеризующим водный режим почв различных климатических зон, является *коэффициент увлажнения* (КУ) — отношение количества осадков, выпадающих на поверхность почвы в течение одного года, к количеству воды, испаряющейся из нее за тот же период. Коэффициент увлажнения почв разных почвенно-климатических зон находится в пределах 0,1...3,0. Чем он выше, тем большими запасами влаги обладает почва.

В зависимости от коэффициента увлажнения различают мерзлотный, водозастойный, периодически водозастойный, промывной, периодически промывной, непромывной, аридный, выпотной и другие типы водного режима почв (по А.А. Роде), которые в свою очередь могут делиться на подтипы.

Мерзлотный тип. Характерен для районов с многолетней мерзлотой. В таких условиях оттаивает только верхняя часть почвы, под которой находится замерзший слой почвогрунта. Этот слой не пропускает через себя воду, и поэтому оттаявшая часть почвы практически весь вегетационный период насыщена водой.

Водозастойный тип. Присущ для болотных почв атмосферного или грунтового увлажнения. При таком типе водного режима влажность почвы в течение всего года находится в пределах полной влагоемкости и лишь в некоторые отдельные годы опускается до наименьшей влагоемкости.

Периодически водозастойный тип. Наблюдается в болотных почвах грунтового увлажнения, для которых свойственны сезонные колебания уровня грунтовых вод, при этом влажность почвы изменяется от полной до наименьшей влагоемкости. В отдельные годы влажность верхнего горизонта может опускаться ниже наименьшей влагоемкости.

Промывной тип. Распространен на территориях, где сумма годовых осадков значительно превышает количество воды, испаряющейся из почвы ($KУ > 1$). Именно в почвах этих территорий нисходящие потоки воды преобладают над восходящими (рис. 9.5, а). Каждую весну и осень вся толща таких почв промачивается до грунтовых вод. В условиях Беларуси это приводит к развитию подзолообразовательного процесса и выщелачиванию многих продуктов почвообразования.

При $KУ > 1$ и близком залегании грунтовых вод или плохой водопроницаемости почвенно-грунтовой толщи формируется *болотный подтип* водного режима. Он характерен, например, для болотных и подзолисто-болотных почв.

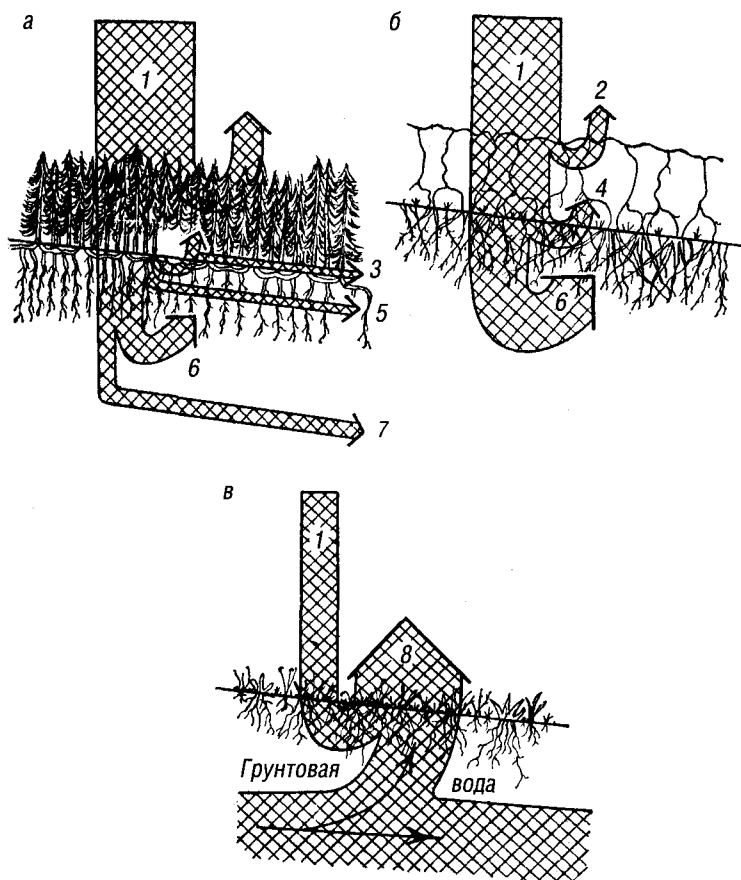


Рис. 9.5. Схема влагооборота водного баланса при различных типах водного режима (по А.А. Роде):

а — водный режим промывного типа; б — водный режим непромывного типа; в — водный режим выпотного типа; 1 — осадки; 2 — влага, задерживаемая кронами деревьев; 3 — поверхностный сток; 4 — физическое испарение; 5 — внутрипочвенный сток; 6 — влага, потребляемая растениями (десукция растительным покровом); 7 — грунтовый сток; 8 — испарение и десукция

Периодически промывной тип. При периодически промывном водном режиме КУ находится в пределах 0,8...1,2. Он, как правило, характеризуется ограниченным промачиванием почвенно-грунтовой толщи. Сквозное промачивание почвы избыточным количеством осадков на-

блюдается 1–2 раза в течение нескольких лет. Такой тип водного режима присущ влажным тропическим саваннам.

Непромывной тип. Характерен для районов, в которых осадки распределяются только в верхних горизонтах почв и не достигают грунтовых вод (рис. 9.5, б). Связь между влагой, поступившей в почву из атмосферы, и грунтовыми водами осуществляется в почве через слой, влажность которого близка к влажности устойчивого завядания растений ($KУ < 1$). Примером почв с непромывным водным режимом служат чернозёмы степной зоны, бурые полупустынные и серо-бурые пустынные почвы. Сельскохозяйственные культуры на таких почвах, особенно в полупустынной и пустынной зонах, очень часто нуждаются в дополнительном поливе. Тем не менее если почва покрыта сплошным растительным покровом, то в ее верхней части преобладает нисходящий ток воды, что объясняется расходом почвенной влаги преимущественно на транспирацию.

Аридный тип. Встречается в полупустынях и пустынях. В течение года влажность всего почвенного профиля близка к влажности завядания.

Выпотной тип. Характеризуется коэффициентом увлажнения, значительно меньшим единицы. Он характерен для почв засушливых районов при близком стоянии грунтовых вод (рис. 9.5, в). При выпотном водном режиме грунтовые воды поступают по капиллярам к поверхности почвы и испаряются (восходящий ток). Если при этом грунтовые воды отличаются высокой степенью минерализации, то после их испарения в верхнем горизонте почвы могут накапливаться растворимые в воде соли.

Десуктивно-выпотной тип. В отличие от выпотного типа водного режима, при десуктивно-выпотном капиллярная кайма грунтовых вод не выходит на поверхность и испаряется не физически, а через отсос влаги корнями растений. Присутствующие в грунтовых водах соли накапливаются не на поверхности почвы, а на некоторой глубине в почвенном профиле.

Процессы, связанные с водным режимом этого типа, протекают в два этапа. После снеготаяния или обильных дождей почвы промачиваются до уровня почвенно-грунтовых вод. В этот период преобладает нисходящий ток воды. По мере подсыхания почвы нисходящий ток сменяется восходящим. Почвы с таким типом водного режима характеризуются высокой влажностью нижней части профиля в течение года. Верхняя часть почвенного профиля летом может иссушаться до влажности, которая меньше влажности завядания. Десуктивно-выпотной водный

режим характерен для лугово-чернозёмных, лугово-каштановых и некоторых других полугидроморфных почв.

Паводковый тип. Свойствен почвам, периодически затапливаемым речными, склоновыми, дождевыми или иными водами.

Амфибиальный тип. Формируется в постоянно затопленных участках дельт рек, морских и озерных мелководий или в периодически затапливаемых приливными водами манграх. Несмотря на то что поверхностные воды на некоторое время могут стекать, почвы в таких условиях находятся в состоянии постоянного переувлажнения.

Ирригационный тип. Создается человеком при поливе почв. Он отличается частой сменой нисходящих и восходящих токов воды. Оптимизация такого водного режима почв достигается за счет искусственного изменения приходных и расходных статей баланса воды. При этом учитывается как потребность сельскохозяйственных растений в воде, так и особенности почвенных и климатических условий зоны.

Осушительный тип. Характерен для искусственно осушенных болотных и заболоченных почв. В условиях Беларуси улучшение такого водного режима направлено, с одной стороны, на осушение почв, а с другой — на дополнительное обеспечение влагой.

На слабодренированных почвах с временным избыточным увлажнением целесообразно осенью делать гребни. Они значительно повышают удельную поверхность почвы и соответственно увеличивают испарение почвенной влаги в атмосферу. Удаление избыточной влаги в полугидроморфных и гидроморфных почвах осуществляется с помощью создания дренажной системы.

В засушливые годы, когда стоит жаркая погода и выпадает очень мало осадков, регулирование водного режима сводится к максимальному сохранению накопленной в почве влаги и ее более рациональному использованию. Это достигается с помощью поверхностного рыхления и боронования почвы весной (так называемое закрытие влаги). В результате в верхнем слое почвы разрушаются капиллярные поры, по которым влага выходит на поверхность и испаряется в атмосферу. В условиях Республики Беларусь весьма эффективным мероприятием по улучшению водного питания растений является допосевное и послепосевное прикатывание почвы. С помощью этого метода увеличивается объем капиллярных пор, в которых влага может подниматься из нижних слоев почвы к верхним. Прикатывание почвы должно сочетаться с рыхлением ее верхнего слоя, в противном случае значительная часть воды, поднимающейся по капиллярам, израсходуется на испарение в атмосферу.

Особенно эффективно прикатывание почвы при посеве озимых зерновых культур.

Для сохранения влаги в овощеводстве широко используется мульчирование почвы соломой, торфокрошкой, кострой, опилками и другими материалами.

На легких по гранулометрическому составу почвах применяют такой способ полива сельскохозяйственных культур, как дождевание.

Одним из показателей влагообеспеченности территории в вегетационный период является гидротермический коэффициент. *Гидротермическим коэффициентом* (ГТК) называется отношение количества осадков (мм) за период с температурами воздуха выше 10 °С к сумме активных температур (выше 10 °С) за тот же период, уменьшенной в 10 раз. Чем ниже ГТК, тем засушливее местность (табл. 9.4).

Таблица 9.4

Гидротермические показатели основных типов ландшафтов (по А.М. Рябчикову)

ГТК	Основные зональные типы ландшафта
< 2	Пустыни
2...4	Полупустыни
4...7	Сухие саванны, степи, субтропические и тропические кустарники
7...10	Саванны, прерии, лесостепи, тропические редколесья
10...13	Тайга, смешанные и широколиственные леса, субэкваториальные и тропические муссонные леса, лесосаванны, субтропические леса с летним и зимним увлажнением
13...20	Постоянно влажные тропические леса и экваториальные болота, лесотундры, тундры и полярные пустыни

При гидротермическом коэффициенте более 10 развиваются лесные ландшафты, менее 7 — травянисто-кустарниковые, от 7 до 10 — переходные ландшафты. Эта закономерность проявляется во всех географических поясах, кроме тех, где ощущается острый недостаток тепла и различия в увлажнении отступают на второй план.

Глава 10 ПОЧВЕННЫЙ ВОЗДУХ

Являясь антагонистом воды, воздух всегда занимает поры, свободные от почвенного раствора. Поэтому его количество в почве зависит как от размера пор, так и от влажности почвы. С увеличением влажности

вода начинает вытеснять почвенный воздух и его количество в почве уменьшается. В сухих почвах содержание воздуха максимально и в зависимости от пористости может колебаться в пределах 25...90% от объема почвы.

В почву поступает воздух из атмосферы, однако по своему газовому составу он значительно отличается от атмосферного. Это объясняется в первую очередь тем, что корни растений, почвенные животные и аэробные микроорганизмы дышат. Они используют кислород почвенного воздуха и выделяют углекислый газ. Для того чтобы это дыхание было непрерывным, количество кислорода в почвенном воздухе должно постоянно пополняться из приземных слоев атмосферы. Это происходит в результате обмена почвенного воздуха на атмосферный. Такой процесс называется *газообменом* или *аэрацией почвы*.

Воздух — это очень важная составная часть почвы. Без него, и в первую очередь без кислорода, угнетаются растения, замедляется рост корней, ухудшается потребление растениями воды и растворенных в ней питательных веществ. В почве начинают протекать восстановительные процессы, резко снижается ее плодородие. Поэтому вопросам аэрации почвы должно уделяться большое внимание. При этом необходимо четко представлять формы, в которых воздух может находиться в почве, особенности его газового состава, свойства и пути регулирования воздушного режима.

10.1. Формы почвенного воздуха

Воздух может находиться в почве в четырех состояниях — свободном, свободном защемленном, адсорбированном и растворенном.

Свободный почвенный воздух. Это воздух, который свободно перемещается по почвенным порам и обменивается с атмосферой. Именно за счет него происходит аэрация почвы. После стекания гравитационной воды свободный воздух обычно занимает крупные некапиллярные поры, но может также находиться и в капиллярных, если в них отсутствует влага.

Свободный защемленный почвенный воздух. При увлажнении почвы часть свободного воздуха может стать изолированной из-за водяных пробок. Такой воздух называется защемленным. Его объем зависит от гранулометрического состава почвы и может быть найден по разности

между общей пористостью почвы и объемом пор, занятых водой при влажности, соответствующей полной влагоемкости:

$$P_{3В} = P_{\text{общ}} - d_v \cdot \text{ПВ},$$

где $P_{3В}$ — объем пор, занятых защемленным воздухом, %; $P_{\text{общ}}$ — общая пористость, %; d_v — плотность сложения почвы, г/см³; ПВ — полная влагоемкость, %.

В среднем объем защемленного воздуха колеблется от 5 до 8%, достигая своего максимума (12%) в глинистых почвах с плотной упаковкой. Вследствие изолированности эта форма воздуха почти не участвует в аэрации почвы. При колебании температуры почвы, ее влажности и атмосферного давления изменяется давление защемленного воздуха на стенки пор, что может привести к разрушению почвенной структуры.

Адсорбированный почвенный воздух. Это газы, адсорбированные на поверхности почвенных частиц. Его количество зависит от гранулометрического состава почвы и содержания в ней органического вещества. Чем меньше размер почвенных частиц и чем больше в почве гумуса, тем больше адсорбированного воздуха может находиться в ней. Например, суглинистые почвы с высоким содержанием гумуса могут адсорбировать на поверхность своих частиц почти в 10 раз больше различных газов, чем малогумусовые песчаные почвы. Это объясняется тем, что почвенные частицы гораздо активнее удерживают пары воды, нежели другие газы. По мере увеличения гигроскопической влажности почвы количество находящегося в ней адсорбированного воздуха снижается. При влажности почвы выше максимальной гигроскопической вода почти полностью вытесняет адсорбированные газы, вовлекая тем самым их в газообмен с атмосферой.

Растворенный почвенный воздух. Это газы, которые растворены в почвенной влаге. Они почти не участвуют в газообмене с атмосферой, так как их диффузия в водной среде происходит очень медленно. Тем не менее растворенный почвенный воздух играет важную роль в обеспечении как многих физико-химических процессов, происходящих в самой почве, так и физиологических потребностей растений, микроорганизмов и почвенных животных.

Газы в воде растворяются неодинаково. Хорошо растворяются аммиак, сероводород и углекислый газ, гораздо хуже — кислород. Многие растворенные газы резко увеличивают химическую активность почвенного раствора. Например, в почвенной влаге, насыщенной углекислым газом, повышается растворимость гипса и минералов, относящихся к классу карбонатов. Растворенный кислород, несмотря на

относительно невысокую растворимость в воде, способен поддерживать окислительные свойства почвенного раствора. При этом его количество в 1 л почвенной влаги может колебаться от 0 до 14 мг. Чем выше биологическая активность почвы, тем больше расход растворенного кислорода и меньше насыщенность почвенного раствора этим газом. Наибольшая насыщенность почвенного раствора кислородом наблюдается весной, когда из-за низкой температуры биологическая активность почвы невысокая, а почва переувлажнена водой, обогащенной кислородом.

10.2. Газовый состав свободного почвенного воздуха

В отличие от атмосферы, газовый состав свободного почвенного воздуха не постоянен. Он непрерывно изменяется в связи непрекращающимся взаимодействием между твердой, жидкой, газообразной и «живой» фазами почвы. Сорбция и десорбция, растворение газов и дегазация почвенных растворов, дыхание растений и почвенной фауны, окисление органического вещества, изменение температуры почвы, ее влажности, атмосферного давления — вот те процессы, под влиянием которых газовый состав свободного почвенного воздуха непрерывно изменяется.

Если, например, в атмосфере с ее довольно постоянным газовым составом содержится 78,08 объемного процента азота (N_2), 20,95 — кислорода (O_2), 0,93 — аргона (Ar) и 0,03 — углекислого газа (CO_2), то в свободном почвенном воздухе концентрация кислорода иногда снижается более чем в 2 раза, а количество углекислого газа может быть выше в десятки и даже сотни раз. Именно эти газы и являются наиболее динамичными в составе почвенного воздуха. Их содержание зависит от интенсивности жизнедеятельности растений и почвенных организмов, темпов окисления органического вещества, скорости газообмена между почвенным воздухом и атмосферой. Если почва имеет большое количество крупных пор и отличается хорошей аэрацией, то содержание в ней углекислого газа в течение всего периода вегетации растений находится, как правило, в пределах 1%. При хорошем газообмене почвенного воздуха с атмосферой даже у почв с высокой биологической активностью чрезмерно высокого накопления диоксида углерода не происходит. Вместе с тем в переувлажненных почвах тяжелого гранулометрического состава, характеризующихся плохой аэрацией, содержание CO_2 может превышать 6% и более, а количество O_2 опускаться до 15% и ниже. Еще большее содержание CO_2 и меньшее содержание O_2 наблюдается в свободном воздухе заболо-

ченных почв. В целом пределы изменения содержания O_2 и CO_2 в воздухе пахотных горизонтов различных почв характеризуются данными, представленными в табл. 10.1.

Таблица 10.1

Пределы изменения содержания кислорода и углекислого газа в пахотных горизонтах некоторых почв в период активной вегетации растений

Почва	Содержание, %	
	O_2	CO_2
Иловато-болотная	11,9...19,4	1,1...8,1
Торфяно-глеевая	13,5...19,5	0,8...4,5
Дерново-подзолистая	18,9...20,4	0,2...1,0
Серая лесная	19,2...21,0	0,1...0,6
Чернозём обыкновенный	19,5...20,8	0,3...0,8
Чернозём южный	19,5...20,9	0,05...0,6
Каштановая	19,8...20,9	0,05...0,5
Серозём	20,1...21,0	0,05...0,3

Что касается азота, то его содержание в почвенном воздухе мало чем отличается от содержания в атмосфере. Кроме азота, в почвенном воздухе встречаются закись (N_2O) и оксид (NO_2) азота, образующиеся в результате процессов денитрификации.

Азот, кислород и диоксид углерода, содержащиеся в свободном почвенном воздухе, называются *макрогазами*. К *микрогазам* относятся закись и оксид азота, оксид углерода, предельные и непредельные углеводороды, водород, сероводород, аммиак, меркаптаны, терпены, фосфин, спирты, эфиры, пары различных органических и неорганических кислот. В свободном почвенном воздухе их очень мало, однако при ухудшении аэрации некоторые из них (например, этилен) могут накапливаться в почве в количестве, вредном для корней растений (0,001%). Микрогазы образуются при метаболизме микроорганизмов, а также в результате разложения органического вещества, превращения в почве минеральных удобрений и средств защиты растений. Часть микрогазов поступает в почвенный воздух из атмосферы, загрязненной выбросами промышленности и транспорта.

10.3. Дыхание почвы

Выделение из почвы в приземный слой атмосферы углекислого газа называется **дыханием почвы**. Оно характеризуется скоростью выделения CO_2 за единицу времени с единицы поверхности и колеблется от 0,01

до $1,5 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч})$. Дыхание почвы зависит как от ее аэрации, так и от интенсивности потребления O_2 и продуцирования CO_2 .

Как уже отмечалось, кислород в почве потребляют корни растений, аэробные микроорганизмы и обитающие в ней животные. Небольшая часть его расходуется на химические реакции. При этом, например, почвы, занятые под пашню, при температуре около 20°C поглощают за 1 ч в пересчете на 1 кг сухой массы от 0,5 до 5 мл и более O_2 . Если газообмен между почвенным воздухом и атмосферой хороший, то вместо поглощенного кислорода почва выделяет в эквивалентном количестве CO_2 . Чем хуже газообмен, тем меньше выделяется углекислого газа. В связи с этим введен *коэффициент дыхания*, под которым понимают отношение выделившегося CO_2 к поглощенному O_2 . У хорошо аэрируемых почв он приближается к единице, а у почв с плохим газообменом — значительно выше. Увеличение коэффициента дыхания при затрудненной аэрации почвы объясняется образованием в ней большого количества пор, заполненных углекислым газом, накопление которого может превосходить поглощение кислорода. Количество кислорода, которое поглощается почвой, зависит не только от интенсивности газообмена между почвенным воздухом и атмосферой, но и от биологической активности почвы, особенностей произрастаемых растений, фазы их развития, погодных условий. Например, летом, во время наиболее интенсивного развития растений и более высокой температуры, почвы поглощают кислород и выделяют углекислый газ во много раз интенсивнее, чем весной или осенью.

10.4. Роль макрогазов в почвообразовании и развитии растений

К макрогазам почвенного воздуха относятся азот, кислород и углекислый газ.

Азот. Являясь в составе свободного почвенного воздуха преобладающим газом, азот считается одним из наиболее важных элементов, необходимых растениям. Он входит в состав белков, нуклеиновых кислот, ферментов, содержится в хлорофилле, алкалоидах и многих других органических веществах растений, микроорганизмов, почвенной фауны. Без него жизнь на планете невозможна. В основном азот накапливается и сохраняется в почве в составе органического вещества. Однако часть его в результате процессов минерализации и денитрификации переходит в газообразную форму и в виде молекулярного азота (N_2) и сопутствующих ему макрогазов (NO_2 , N_2O) теряется из почвы.

Кислород. Поступает в состав почвенного воздуха из атмосферы в результате диффузии. Часть кислорода может попасть в почву с водой или по растительным тканям. Он участвует в дыхании растений, микроорганизмов и почвенной фауны, без него жизнедеятельность многих почвенных организмов прекращается. При содержании в почве менее 2,5...5,0% кислорода начинают преобладать анаэробные процессы, которые сопровождаются образованием большого количества токсичных соединений, угнетающих развитие растений и почвенной биоты. В целом концентрация O_2 в воздушной фазе почв в зависимости от сезонов года может колебаться в пределах от нескольких десятых долей до 21%.

Углекислый газ. Основным источником CO_2 в почве — дыхание растений и животных. Кроме того, его количество может пополняться за счет десорбции из твердой и жидкой фаз почвы, превращения бикарбонатов в карбонаты во время испарения почвенной влаги, окисления органического вещества и воздействия кислот различного происхождения на карбонаты почвы. Часть CO_2 поступает в почву вместе с грунтовыми водами. В атмосфере содержится CO_2 значительно меньше, чем в воздушной фазе почвы. Однако благодаря его диффузии из почвы происходит обогащение надпочвенного слоя атмосферы углекислым газом. Например, при нормальном воздухообмене из 1 м³ почвы во время интенсивного развития растений в атмосферу выделяется от 2 до 10 л диоксида углерода. Это повышает количество CO_2 в приземном слое воздуха и способствует тем самым улучшению его ассимиляции растениями.

При растворении CO_2 в почвенной влаге образуется угольная кислота (H_2CO_3), которая диссоциирует на ионы H^+ и HCO_3^- и подкисляет почвенный раствор. При этом значительно усиливается растворяющее действие почвенного раствора, что способствует переходу многих минеральных соединений (фосфаты кальция, карбонаты кальция и др.) в более доступные для растений формы.

Вместе с тем высокое содержание CO_2 (более 2...3%) в почвенном воздухе, особенно при недостатке кислорода (что может наблюдаться при избыточной влажности и плохой аэрации почвы), отрицательно влияет на развитие растений и микроорганизмов.

10.5. Аэрация и воздушные свойства почв

Аэрация, т.е. обмен газами между почвенным воздухом и атмосферой, осуществляется через свободные от воды почвенные поры. Основой аэрации является *диффузия*, под которой понимают перемещение газов

в почвенном воздухе или в атмосфере от участков с высоким парциальным давлением к участкам с более низким давлением. При хорошем контакте почвенного и атмосферного воздуха диффузия газов происходит непрерывно, что объясняется различным газовым составом воздушной фазы почвы и атмосферы. Однако диффузия газов внутри почвы протекает медленнее, чем в атмосферном воздухе. Ускоряет диффузию почвенных газов поступление влаги в почву, которая, являясь антагонистом воздуха, вытесняет его в приземные слои атмосферы. При уменьшении влажности почвы освобождающиеся от воды поры сразу же заполняются атмосферным воздухом. Свободный почвенный воздух может вытесняться и засасываться в почвенные поры при изменениях температуры почвы и атмосферного давления, однако значение данных факторов в аэрации невысокое. Еще меньше в аэрации роль ветра. Его влияние на газообмен зависит от объема крупных пор и особенностей обработки почвы. Во время ветра обмен почвенного воздуха с атмосферой наиболее интенсивно происходит на участках, лишенных растительного покрова.

Диффузия газов зависит как от скорости теплового движения молекул, так и от расстояния, которое они могут беспрепятственно пройти. Скорость теплового движения отдельно взятых молекул газов чрезвычайно высока. Например, молекула кислорода за 1 с может пройти расстояние в 461 м, а молекула водорода — 1838 м, но этого не происходит, так как свободный пробег газовых молекул в атмосфере небольшой. Для тех же молекул кислорода и водорода он равен $10,2 \cdot 10^{-5}$ и $17,8 \cdot 10^{-5}$ см. Незначительное расстояние свободного пробега объясняется в первую очередь очень большим количеством молекул газов в атмосфере, которые постоянно сталкиваются между собой и мешают друг другу передвигаться.

Для характеристики интенсивности диффузии газов введен коэффициент диффузии. *Коэффициентом диффузии* называется объем газа в сантиметрах кубических (см^3), который может пройти в течение 1 с через 1 см^2 поверхности, при толщине слоя в 1 см и градиенте концентрации, равном 1. При одной и той же температуре коэффициент диффузии газов почвенного воздуха почти в 10 раз меньше, чем в атмосфере.

Нормальный газообмен между почвенным воздухом и атмосферой осуществляется, если объем пор аэрации не ниже 20%. Интенсивность аэрации во многом определяется воздушными свойствами почвы, среди которых наиболее важными являются воздухопроницаемость и воздухоемкость.

Воздухопроницаемость. Это способность почвы пропускать через себя воздух. Воздух проходит через почву по порам, свободным от воды. Воздухопроницаемость зависит от гранулометрического состава почвы, ее структурного состояния и сложения, а в конечном итоге от размера пор аэрации. Чем они крупнее и чем их больше, тем лучше проницаемость почвы для воздуха. Воздухопроницаемость почв измеряется объемом воздуха в миллиметрах (мм), который проходит за единицу времени при определенном давлении через 1 см^2 почвы толщиной в 1 см. При увеличении влажности почвы объем пор, не занятых водой, уменьшается и соответственно снижается способность почвы пропускать через себя воздух. В естественных условиях через 1 см^2 почвы толщиной в 1 см каждую секунду проходит до 1 л и более воздуха, при этом в структурных почвах значение данного показателя гораздо выше, чем в бесструктурных.

Воздухоемкость. Под воздухоемкостью понимают количество воздуха, которое почва может удерживать в своих порах. Как и пористость, воздухоемкость выражается в процентах от объема почвы. Она зависит от размера почвенных пор. Максимальное значение воздухоемкости характерно для сухих почв; по мере увлажнения почвы объем почвенного воздуха уменьшается.

У почв, находящихся в воздушно-сухом состоянии, величина воздухоемкости находится как разность между общей пористостью и объемом гигроскопической влаги. Воздухоемкость почвы, влажность которой соответствует наименьшей влагоемкости, равна объему некапиллярных пор. И если в этом случае объем пор, занятых воздухом, составляет менее 15%, то газообмен между почвенным воздухом и атмосферой считается неудовлетворительным. В минеральных почвах оптимальные условия для аэрации создаются при содержании воздуха на уровне 20...25%, в торфяно-болотных — 30...40% от общего объема почвы.

10.6. Воздушный режим почв

Воздушный режим почвы — совокупность происходящих в ней процессов поступления, передвижения, изменения газового состава и физического состояния почвенного воздуха при его взаимодействии с атмосферой, твердой, жидкой и «живой» фазами почвы. Воздушный режим почв постоянно изменяется. В его изменениях прослеживается суточная и годовая динамика.

Суточная динамика обусловлена в основном изменениями атмосферного давления, температуры, освещенности и фотосинтеза, кото-

рые происходят в течение суток. Она охватывает лишь верхний (50 см) слой почвы. Благодаря суточной динамике состав почвенного воздуха может обновиться на 10...15%.

Годовая (сезонная) динамика воздушного режима определяется изменениями атмосферного давления, температуры, количества осадков, интенсивности жизнедеятельности растений, почвенных животных и микроорганизмов в течение года. Она соответствует биологическим ритмам и характеризуется увеличением концентрации CO_2 и уменьшением содержания O_2 во время интенсивного развития растений. По мере снижения биологической активности CO_2 покидает почву, а содержание в ней O_2 возрастает.

С точки зрения агрономии наиболее благоприятный воздушный режим наблюдается в рыхлых аморфных почвах с хорошей структурой. В верхних горизонтах этих почв содержание воздуха во время вегетации растений находится на уровне 20...25% от объема почвы. К сожалению, многие почвы такими условиями не обладают. Например, в тяжелых бесструктурных почвах, отличающихся большим количеством капиллярных пор и очень малым количеством крупных некапиллярных пор, даже при оптимальной влажности растения могут страдать от недостатка O_2 и избытка CO_2 . Их воздушный режим можно улучшить лишь с помощью агротехнических и мелиоративных мероприятий.

Агротехнические мероприятия должны быть направлены на улучшение сложения почвы, увеличение общего объема ее пор и пор аэрации, что способствует усилению газообмена между почвенным воздухом и атмосферой и соответственно уменьшению содержания в почве диоксида углерода и увеличению концентрации кислорода. При этом чем лучше структурное состояние почвы, тем выше ее воздухопроницаемость. Например, по данным Н.Ф. Добрякова, через 1 ч после обильного полива хорошо оструктуренной почвы ее воздухопроницаемость составляет более 60 мл, среднеоструктуренной — 60...40, слабооструктуренной — 40...30 и бесструктурной — менее 20 мл в минуту.

Эффективность газообмена между атмосферой и почвенным воздухом можно оценивать также по содержанию в почве углекислого газа и кислорода. Считается, что концентрация диоксида углерода более 2...3%, а кислорода менее 19...18% для многих растений неблагоприятна.

Известкование кислых и гипсование щелочных почв, внесение органических и минеральных удобрений, углубление пахотного горизонта, рыхление плужной подошвы, уничтожение почвенной корки, междурядные обработки пропашных культур, посев многолетних трав — вот те агротехнические мероприятия, которые способствуют не только окультуриванию почв, но и оптимизации их воздушного режима.

Мелиоративные мероприятия эффективны только на заболоченных почвах. С помощью мелиорации из почвы удаляется избыток влаги, в результате чего почвенные поры заполняются воздухом.

Глава 11

ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА И ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ПОЧВ

Тепловой режим почв — один из важных показателей, во многом определяющий направление и интенсивность почвообразовательных процессов. От его особенностей зависят длительность вегетационного периода растений, видовой состав и продуктивность растительного покрова, водный и воздушный режимы почвы, численность обитающих в ней микроорганизмов, скорость разложения органических остатков и превращения гумусовых веществ, темпы выветривания горных пород, интенсивность химических реакций и т.д.

Источники тепла в почве — лучистая энергия солнца; радиация атмосферы; теплота, идущая изнутри земного шара; энергия, которая выделяется при разложении растительных остатков; радиоактивный распад. Главным среди них является лучистая энергия солнца, т.е. энергия, которая возникает во время ядерных реакций при температуре около 10 млн градусов. До 30% солнечной энергии рассеивается в атмосфере или отражается облаками и поверхностью земли, около 20% поглощается облаками в верхних слоях атмосферы и около 50% достигает суши или поверхности Мирового океана и поглощается ими. Лучистая энергия солнца, поглощенная почвой, превращается в тепловую энергию, которая или передается в нижние горизонты, или отдается в атмосферу. Почва отдает тепло в атмосферу лишь в том случае, если она имеет более высокую температуру, чем приземные слои воздуха. При этом почва охлаждается. Если почва поглощает больше лучистой энергии, чем отдает тепла в атмосферу, то происходит ее нагревание, и тепло начинает распространяться в нижележащие почвенные слои. Чем больше разность между температурой верхних и нижних слоев почвы, тем больше тепла уходит вниз. При охлаждении почвы часть тепла, аккумулированного в ее нижних слоях, передается вверх.

Количество энергии солнца, поступающей в почву, зависит от почвенно-климатической зоны, погодных условий, особенностей рельефа и экспозиции склонов, наличия растительного покрова, окраски почвы, ее физических и тепловых свойств.

11.1. Тепловые свойства

К тепловым свойствам почвы относят ее теплопоглощательную способность, теплоемкость и теплопроводность.

Теплопоглощательная способность. Это способность почвы поглощать лучистую энергию солнца. Поглощается не вся солнечная энергия, а только ее часть; другая часть отражается почвой. Величина отраженной коротковолновой солнечной радиации, выраженная в процентах от ее общего количества, достигшего поверхности почвы, называется *альбедо*. Чем меньше альбедо, тем меньше солнечной энергии отражает почва и тем сильнее она нагревается.

Значение альбедо зависит от цвета почвы, удельной поверхности, влажности и особенностей растительного покрова (табл. 11.1). Чем темнее почва, тем меньше ее альбедо. В связи с этим почвы, содержащие много гумуса и отличающиеся более темным цветом, всегда нагреваются сильнее, чем более светлые малогумусовые. Альбедо снижается также при увеличении влажности и удельной поверхности почвы.

Таблица 11.1

Альбедо некоторых почв, пород и растительных покровов (А.Ф. Чудновский)

Объект	Альбедо, %	Объект	Альбедо, %
Чернозём сухой	14	Пшеница яровая	10...25
Чернозём влажный	8	Пшеница озимая	16...23
Серозём сухой	25...30	Травы зеленые	26
Серозём влажный	10...12	Травы высохшие	19
Глина сухая	23	Хлопчатник	20...22
Глина влажная	16	Рис	12
Песок белый и желтый	34...40	Картофель	19

Теплоемкость. Способность почвы поглощать тепло называется теплоемкостью. Она бывает удельная и объемная. *Удельная* теплоемкость характеризуется количеством тепла в джоулях (Дж), которое необходимо для того, чтобы нагреть 1 г абсолютно сухой почвы на 1 °С, а *объемная* — соответственно 1 см³ абсолютно сухой почвы.

Перерасчет удельной теплоемкости в объемную необходим при изучении особенностей перераспределения тепла в пределах почвенного профиля. Известно, например, что сложение разных генетиче-

ских горизонтов различно. Одни из них имеют большую пористость, другие — меньшую, соответственно и соотношение удельной и объемной теплоемкостей будет различно. В целом их значения связаны между собой следующим уравнением:

$$T_v = T \cdot d_v$$

где T_v , T — соответственно объемная [Дж/(см³ · град)] и удельная [Дж/(г · град)] теплоемкости; d_v — плотность сложения почвы, г/см³.

Теплоемкость почвы зависит от ее гранулометрического и минералогического состава, содержания в ней органического вещества, воды, воздуха (табл. 11.2). Теплоемкость влажной почвы всегда выше теплоемкости сухой почвы. Это объясняется тем, что для нагревания 1 г воды на 1 °С требуется тепла гораздо больше, чем для нагревания такого же количества почвенных минералов. Именно поэтому влажные почвы медленнее нагреваются, чем сухие, и более медленно охлаждаются. Медленнее нагреваются и глинистые почвы. Они считаются холодными, в то время как песчаные почвы с их невысокой теплоемкостью получили название теплых. Вместе с тем тяжелые почвы осенью гораздо медленнее охлаждаются и в холодное время имеют более высокую температуру, чем легкие.

Таблица 11.2

Теплоемкость некоторых почв и их составных частей

Объект	Теплоемкость, Дж/(г · град)	Объект	Теплоемкость, Дж/(г · град)
Песок кварцевый	0,82...0,83	Вода связанная	2,93...4,12
Глина	0,96...0,98	Вода свободная	4,12
Воздух	1,02	Чернозём	0,96
Торф	1,99...2,09	Серозём	0,91
Лед	2,09	Краснозём	1,04

Теплопроводность. В связи с разностью температур теплота, которая поступает на поверхность почвы, перераспределяется между ее слоями. Этот процесс называется теплообменом, а свойство почвы проводить тепло — теплопроводностью.

Теплопроводность оценивается с помощью *коэффициента теплопроводности*, значение которого для некоторых составных частей почвы приведено в табл. 11.3.

Таблица 11.3

Коэффициенты теплопроводности некоторых составных частей почвы

Объект	Коэффициент теплопроводности, Дж/(см · с · град)	Объект	Коэффициент теплопроводности, Дж/(см · с · град)
Воздух	0,000210	Кварц	0,00984
Торф	0,001107	Базальт	0,02132
Вода	0,005866	Гранит	0,03362
Лед	0,020950		

Наименьшей теплопроводностью отличается почвенный воздух, наибольшей — твердая фаза почвы, особенно ее минеральная часть. В связи с этим бесструктурные и плотные почвы имеют более высокую теплопроводность, чем рыхлые, с большим количеством пор аэрации. Затрудняется передача тепла от одних слоев почвы к другим и с увеличением содержания в ней органического вещества. Именно поэтому торфяно-болотные почвы отличаются значительно меньшей теплопроводностью, чем минеральные.

Теплопроводность почв увеличивается по мере их увлажнения. В этом случае из почв вытесняется газообразная фаза и поры заполняются водой, которая способна пропускать тепло почти в 30 раз быстрее, чем воздух.

11.2. Тепловой режим

Тепловым режимом почвы называется совокупность процессов поступления, переноса, аккумуляции и отдачи тепла. Количественно он выражается с помощью радиационного и теплового балансов.

Радиационный баланс — это соотношение между количеством солнечной радиации, поглощаемой и излучаемой почвой. Ее приходная часть представлена прямой и рассеянной солнечной коротковолновой радиацией, а также длинноволновым излучением атмосферы. В расходную часть входят отраженная поверхностью почвы коротковолновая радиация и длинноволновое температурное излучение почвы. Если приходная часть радиационного баланса больше расходной, почва нагревается. В этом случае баланс считается положительным. Для радиационного баланса характерна суточная и годовая периодичность.

Тепловой баланс складывается из показателя радиационного баланса (T_6), расхода тепла на транспирацию и физическое испарение

влаги (T_T), на теплообмен между поверхностью почвы и ее более глубокими слоями (T_n), на нагревание воздуха (T_k) и имеет следующий вид:

$$T_0 = T_T + T_n + T_k.$$

Тепловой баланс зависит от географического положения и особенностей рельефа, физических свойств почвы, наличия растительного покрова, сезона года, времени суток, погодных условий и многих других факторов.

Влияние рельефа проявляется в перераспределении солнечной радиации и влаги по поверхности почвы. Например, самыми теплыми считаются южные склоны, несколько более холодными — западные и восточные и самыми холодными — северные. При этом чем круче склоны, тем больше влияние их экспозиции на температуру почв. Перераспределяя тепло и осадки по поверхности суши, рельеф оказывает большое влияние на характер и продуктивность произрастающей растительности, которая в свою очередь уменьшает поток солнечной радиации к поверхности почвы, снижая тем самым ее температуру в период летней жары.

Большое влияние на температуру почвы оказывает ее окраска. Темные почвы (например, дерново-карбонатные) отличаются более низким значением альбедо и поэтому всегда сильнее нагреваются, чем светлые.

В течение суток наибольшие колебания температуры почвы наблюдаются на ее поверхности. Она достигает своего максимума в полдень и падает в ночные часы. В зависимости от свойств почвы на глубине от 35 см до 1 м суточные колебания затухают. Здесь температура почвы остается довольно постоянной и изменяется лишь по мере смены сезонов года.

В условиях Беларуси максимальное значение среднесуточной температуры верхнего слоя почвы наблюдается в июле. Тепловой режим почвы в этот период характеризуется потоком тепла от верхних горизонтов к нижним. Минимальное значение температуры приходится на январь — февраль. Это так называемый период охлаждения почвы, когда поток тепла идет от нижних горизонтов к верхним. При этом на глубине 20 см среднегодовая температура обычно несколько выше, чем среднегодовая температура приземных слоев атмосферы.

Как и в течение суток, наиболее резкие годовые колебания температуры почвы отмечаются в ее верхнем слое. Обычно почва начинает замерзать при температуре 0,1...1,5 °С. Это объясняется тем, что почвенная влага представляет собой не дистиллированную воду, а раствор, в котором содержится какое-то количество самых разнообразных рас-

творенных веществ, и чем больше их концентрация, тем при более низкой температуре она превращается в лед. Кроме того, связанная влага замерзает при температуре около -4°C , что также способствует снижению температуры замерзания почвы.

Глубина промерзания почвы, с одной стороны, зависит от силы мороза, теплоемкости и теплопроводности почвы, а с другой — от наличия на поверхности почвы снежного покрова, особенностей рельефа, на котором она образована, влажности почвы, ее защищенности растениями и послеуборочными растительными остатками.

Чем более мощный и рыхлый снежный покров, тем на меньшую глубину промерзает почва. Способствуют накоплению снега растения. Там, где осенью оставлена стерня зерновых культур, посеяны и хорошо раскустились озимые, многолетние травы, имеются посадки плодовых культур, в зимний период накапливается больше снега и соответственно почва меньше промерзает. Глубже всего промерзает почва на северных выпуклых элементах рельефа, с которых ветром сдувается снег. На более теплых южных склонах и в понижениях, где накапливается более мощный снежный покров, глубина промерзания почвы гораздо меньшая. При прочих равных условиях более влажные почвы промерзают на меньшую глубину, чем сухие.

При характеристике теплового режима почв особый интерес представляет сумма активных температур на глубине максимального распространения корней (20 см). *Активной* называют температуру почвы выше 10°C . Весной, при наступлении такой температуры, растения начинают интенсивно развиваться. Чем длиннее период с активной температурой, тем выше теплообеспеченность почв и лучше условия для развития растений (табл. 11.4). В условиях Беларуси теплообеспеченность почв считается, как правило, выше средней.

Таблица 11.4

Оценка теплообеспеченности почв (В.Н. Димо)

Сумма активных температур почвы на глубине 0,2 м	Теплообеспеченность	Сумма активных температур почвы на глубине 0,2 м	Теплообеспеченность
0...400	Низкая	2100...2700	Выше средней
400...800	Весьма слабая	2700...3400	Хорошая
800...1200	Слабая	3400...4400	Весьма хорошая
1200...1600	Ниже средней	4400...5600	Высокая
1600...2100	Средняя	5600...7200	Весьма высокая

В сельскохозяйственном производстве приток солнечного тепла к поверхности почвы регулируется с помощью ее мульчирования, затенения растительностью, специальных приемов обработки.

Мульчирование поверхности почвы получило распространение в овощеводстве. Оно осуществляется с помощью торфа, соломы, костры, опилок, бумаги и других материалов, как правило, органического происхождения. Мульча темного цвета на 10...15% снижает альбедо и тем самым увеличивает приток солнечной радиации к поверхности почвы. Светлоокрашенные мульчирующие материалы, наоборот, способствуют меньшему нагреванию почвы. Мульчирование поверхности почвы не только регулирует тепловой режим почвы, но и значительно снижает ее испаряющую способность, обеспечивая тем самым сохранение почвенной влаги.

Существенно уменьшает приток солнечной энергии к поверхности почвы растительный покров. Многолетние травы, лесные насаждения, кулисные посевы изменяют микроклимат местности, замедляют интенсивность обмена почвенного воздуха с атмосферой, способствуют понижению температуры почвы днем и ее повышению ночью. На участках, занятых растительностью, в зимнее время накапливается больше снега, который предохраняет почву от глубокого промерзания.

Иногда в овощных хозяйствах Беларуси для более быстрого прогревания поверхности почвы применяют гребневые и грядковые посевы. С помощью гребней увеличивается общая поверхность почвы, в результате температура ее повышается на 3...5 °С. Вместе с тем почвы с неровной, гребнистой поверхностью ночью быстрее отдают тепло и иногда в утренние часы могут оказаться более холодными.

Рыхление почвы уменьшает ее теплопроводность и лучеиспускательную способность. Такой прием способствует снижению температуры почвы в дневные часы и сохранению тепла ночью. Прикатывание почвы, наоборот, увеличивает теплопроводность верхнего слоя почвы и способствует повышению температуры неуплотненного нижележащего слоя.

Для улучшения теплового режима почв в овощеводческих хозяйствах широко применяют биотопливо, а также искусственный обогрев теплиц с помощью электричества, пара, горячей воды. В качестве биотоплива наибольшее распространение получил конский навоз, температура которого при интенсивном разложении может подняться до 70 °С.

Довольно эффективный прием снижения температуры почвы — полив. Осушение же заболоченных почв, наоборот, приводит к повышению ее температуры в дневные часы и снижению в ночное время.

Глава 12

ПОЧВЕННЫЙ РАСТВОР И ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ПОЧВАХ

Почвенный раствор — жидкая фаза почвы — служит непосредственным источником питательных веществ для растений, и поэтому их рост и развитие зависят от его состава и концентрации. Почвенный раствор имеет большое значение в перемещении продуктов почвообразования по профилю, участвует в динамике разнообразных почвенных процессов. В.И. Вернадский считал его «основным субстратом жизни», «основным элементом биосферы». Изучением почвенного раствора занимались К.К. Гедройц, А.А. Шмук, Е.И. Шилова и др.

Методы выделения почвенного раствора затруднительны и несовершенны. Источником почвенного раствора являются атмосферные осадки и грунтовые воды. Кроме того, этот раствор включает все формы капиллярной, рыхло- и прочносвязанной влаги, поэтому количество выделяющегося почвенного раствора зависит от степени увлажнения и водоудерживающей способности почвы. В сравнительно неизменном виде его можно выделить: 1) давлением сжатого газа; 2) прессом; 3) замещением различными жидкостями (этиловым спиртом); 4) центробежной силой. Практически применяются второй и третий методы. Центрифугирование возможно лишь для почв с влажностью, близкой к полной влагоемкости. Это *первая группа* методов.

Вторая группа включает лизиметрические методы, когда собирают просачивающуюся через почву атмосферную влагу в специальном приемнике. Для этого применяют различные лизиметры: с насыпной почвой, лизиметрические воронки, лизиметры-монолиты из разного материала (металлические, бетонные и др.) и разной формы (круглые, квадратные и др.). Лизиметрические воды можно получить лишь в периоды сильного увлажнения почв, что является недостатком данного метода (Е.И. Шилова).

Третья группа включает методы выделения почвенного раствора водой. На основе водной вытяжки из почвы можно получить лишь относительное представление о содержании в ней водорастворимых веществ. Чаще применяют водные вытяжки при соотношении почва : вода = 1 : 5. Они широко используются для определения легкодоступных для растений питательных элементов и легкорастворимых токсичных солей (А.А. Шмук, В.А. Ковда).

Четвертая группа включает ионометрические методы, позволяющие определять в полевых условиях активность ионов Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , NO_3^- и других, используя селективные электроды. Непосредственно в поле можно также определить pH, электропроводность и окислительно-восстановительный потенциал раствора.

12.1. Химический состав, концентрация и реакция почвенного раствора

Почвенный раствор — подвижная система, состав которой меняется по сезонам года, что связано с сезонными изменениями тепла и влаги, поступлением органических остатков и процессами их трансформации. Состав, реакция и концентрация почвенного раствора определяются всей совокупностью происходящих в почве процессами и характером поступления воды в те или иные горизонты почв, поэтому эти показатели отличаются непостоянством, динамичностью и разнообразием.

В почвенный раствор входят органические, минеральные и органо-минеральные соединения как в состоянии истинных, так и коллоидных растворов.

Органические соединения представлены водорастворимыми солями органических кислот, фульвокислот (фульваты магния, кальция, в сильнокислых почвах — фульваты железа и алюминия, в щелочных — гуматы натрия), аминокислотами, сахарами и др.

Из минеральных веществ обычны анионы HCO_3^- , NO_3^- , CO_3^{2-} , Cl^- , SO_4^{2-} , HPO_4^- ; катионы H^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , NH_4^+ , Al^{3+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} ; микроэлементы; коллоидно-растворимые гидраты оксидов SiO_2 , Al_2O_3 , MnO , Fe_2O_3 .

Органо-минеральные соединения представлены железо- и алюмо-органическими комплексами и другими соединениями органических веществ кислой природы с поливалентными катионами. В незасоленных почвах в составе анионов до 90% приходится на долю HCO_3^- вместе с NO_3^- . Количество HCO_3^- зависит от интенсивности процессов окисления органических веществ и выделения CO_2 при дыхании, в карбонатных почвах концентрация HCO_3^- постоянно сохраняется на высоком уровне благодаря растворению карбонатов. Количество NO_3^- определяется интенсивностью протекания процесса нитрификации. Фосфат-ионы в больших количествах не накапливаются даже при внесении высоких доз фосфора. Почвы обладают буферной способностью по отношению к фосфатам, т.е. способностью восстанавливать концентрацию

фосфат-ионов после ее изменения в процессе питания растений. Их содержание в большинстве случаев колеблется в интервале 1...2 мг/л.

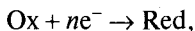
Что касается количества и состава катионов, то соотношение между ними непостоянно. При поступлении в растения между ними имеют место антагонизм и синергизм, поэтому важны оптимальные соотношения между катионами не только в составе почвенного поглощающего комплекса, но и в почвенном растворе. Так, катионная активность дерново-подзолистой почвы в опытах БГСХА (отношение $K : (Ca + Mg)$) в большинстве случаев для зерновых и льна-долгунца должна находиться в диапазоне 0,02...0,03.

Концентрация почвенного раствора обычно невелика: около 0,1...0,3 г/л и редко достигает 1 г/л. Наиболее низкая концентрация в растворах подзолистых и болотных почв, выщелоченных почв влажных тропиков и субтропиков, в чернозёмах и солонцах достигает 1...3 г/л, в солончаках доходит до 300...400 г/л (В.А. Ковда). Между общей концентрацией солей в растворах и соотношением отдельных ионов наблюдается такая зависимость: в слабokonцентрированных растворах преобладают двууглекислые соли кальция, а по мере повышения концентрации происходит накопление сернокислых и хлористых солей магния и натрия. Это связано с различной степенью растворимости солей: при увеличении концентрации в первую очередь выпадает осадок $CaCO_3$, затем гипс, в то время как хорошо растворимые сульфаты и хлориды магния и натрия относительно и абсолютно накапливаются.

Состав солей, соотношение между катионами и анионами определяют *реакцию* почвенного раствора (актуальную кислотность или актуальную щелочность, pH_{H_2O}) и *осмотическое давление*, от которого зависит поступление воды в растение. Если оно равно осмотическому давлению клеточного сока растений или выше его, то поступление воды в растения прекращается. Сосущая сила корней большинства растений не превышает 100...120 МПа, при низких концентрациях почвенного раствора осмотическое давление составляет не больше 10 МПа. В сильно засоленных почвах оно может возрастать до 150...260 МПа (больше при хлоридном засолении, меньше — при сульфатном). Такие почвы, особенно с тяжелым гранулометрическим составом, нуждаются в химической мелиорации и промывке от солей. Большое значение в регулировании состава почвенного раствора имеют орошение и осушение, которые позволяют разбавить концентрированные растворы в первом случае и понизить концентрацию оксидных соединений железа и других токсичных элементов во втором.

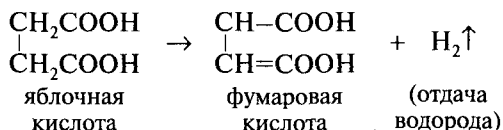
12.2. Окислительно-восстановительные процессы

В почве происходят непрерывные фазовые превращения веществ, в ней активна жизнедеятельность почвенного «населения», что сопровождается одновременным протеканием окислительных и восстановительных процессов. В них участвуют окислители и восстановители, главными из которых являются кислород ($O \rightarrow O^{2-}$) и водород ($H \rightarrow H^+$). В общем виде реакцию окисления-восстановления можно представить так:



где Ox — окислитель; n — число электронов, участвующих в реакции; e^- — электроны; Red — восстановитель.

Одни вещества теряют электроны и окисляются (*реакция окисления*), другие приобретают электроны и восстанавливаются (*реакция восстановления*). Большинство реакций окисления органических веществ необратимы:



Процессы окисления ряда элементов обратимы и могут протекать с присоединением кислорода ($N^{5+} \rightarrow N^{3+}$) по схеме $2KNO_2 \rightarrow 2KNO_3$ и без участия водорода и кислорода: $Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$; $Mn^{4+} \rightarrow Mn^{2+}$. Развитие и интенсивность окислительно-восстановительных (ОВ) процессов зависят от аэрации, условий увлажнения, температуры почвы, а также от таких ее свойств, как плотность, структура, гранулометрический состав, содержание органических веществ. На протекание окислительно-восстановительных реакций влияет интенсивность микробиологических процессов. В результате соединения с переменной валентностью многократно переходят из твердой фазы в жидкую, из жидкой в газовую. Так, в кислых почвах при периодическом переувлажнении происходит восстановление железа ($Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$) и марганца ($Mn^{4+} \rightarrow Mn^{2+}$), что сопровождается повышением растворимости их углекислых солей и органометаллических комплексов. Переходя в раствор, эти соединения могут перемещаться в пределах почвенного профиля. Именно за счет этих периодически восстановительных процессов образуются отбеленные глеево-элювиальные горизонты.

При смене восстановительных процессов на окислительные при участии специфических микроорганизмов происходит сегрегация

гидроксидов железа и марганца и формирование различного рода конкреций и стяжений.

Реакция денитрификации и нитрификации ($\text{N}^{5+} \rightarrow \text{N}^{3+}$) сопровождается переходом при восстановлении нитритов и нитратов в газовую фазу в виде аммиака NH_3 .

В совокупности протекание процессов окисления и восстановления динамично и обуславливает определенную окислительно-восстановительную обстановку. Для количественной характеристики этой обстановки используют понятие «окислительно-восстановительный потенциал».

Окислительно-восстановительным потенциалом почвы (ОВП) называют разность потенциалов, возникающую между почвенным раствором и электродом из инертного металла (платины), помещенным в почву. По Петерсу, его выражают уравнением

$$E_{\text{ОВ}} = E_0 + \frac{RT}{nF} \ln \frac{[\text{окисл.}]}{[\text{восст.}]},$$

где E_0 — стандартный (нормальный) потенциал системы, возникающий при погружении электрода в раствор, однонормальный по отношению к окислителю и восстановителю, т.е. отношение $[\text{окисл.}] : [\text{восст.}] = 1$, тогда $E_{\text{ОВ}} = E_0$; R — универсальная газовая постоянная, Дж; T — абсолютная температура, К; n — число электронов, принимающих участие в окислительно-восстановительной реакции; F — число Фарадея, Кл; $[\text{окисл.}]$ и $[\text{восст.}]$ — концентрация окислителей и восстановителей системы.

По отношению к водороду ОВП обозначают символом E_h :

$$E_h = E_0 + \frac{RT}{nF} \ln \frac{[\text{H}^+]^2}{[\text{H}_2]}.$$

Величина ОВП (E_h) выражается в милливольтках (мВ). Его вычисляют по отношению к водородному электроду. Потенциал стандартного водородного электрода условно считают равным нулю (электрод, насыщенный при давлении 10^5 Па газообразным водородом и находящийся в равновесии с раствором, активность водородных ионов которого равна 1). В качестве электрода сравнения чаще используют насыщенный каломельный электрод, потенциал которого по отношению к нормальному водородному электроду 250 мВ при 18 °С. По отношению к нормальному водородному электроду формула вычисления E_h

после подстановки числовых значений R , T и F приобретает следующий вид (для температуры 18 °C):

$$E_h = 0,029 \lg \frac{[H^+]^2}{[H_2]}.$$

В почвах обычно имеется несколько окислительно-восстановительных систем и их нормальные потенциалы можно взять из справочника. Например, для системы $Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$ потенциал равен 770 мВ, для системы $Mn^{4+} \rightleftharpoons Mn^{2+} - 334$ мВ. Если известны компоненты этих систем, E_h можно вычислить, и его значение будет ближе к той системе, которая преобладает. Такую систему называют *потенциалопределяющей*. Чем больше E_0 , тем сильнее окислитель и тем слабее восстановитель. Сильными окислителями являются O_2 , Cl_2 , MnO_4^- (в кислой среде), более слабыми — Fe^{3+} , NO_3^- , сильными восстановителями — Na^+ , Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Fe^{2+} .

Некоторые соединения Fe, N могут выступать как окислители либо как восстановители. Многие элементы находятся в виде комплексных соединений, поэтому их нормальные потенциалы могут отличаться от табличных значений для простых ионов.

В почвах потенциалопределяющей системой является кислород, который определяет верхний предел возможных значений E_h (600...700 мВ). Накопление восстановительных соединений, в том числе водорода, определяет нижний предел E_h (до +100...–100 мВ). Снижение E_h ниже 350...400 мВ — показатель того, что окислительные условия меняются на восстановительные.

В связи с тем что многие окислительно-восстановительные реакции идут с участием водорода и их интенсивность зависит от pH среды, предложено ввести показатель gH_2 для получения сравнимых данных с различным значением pH. По Кларку,

$$gH_2 = \frac{E_h}{29} + 2pH.$$

Показатель gH_2 представляет собой отрицательный логарифм концентрации молекулярного водорода. Считают, что изменение pH почвы на единицу вызывает сдвиг ОВП при 20 °C на 58 мВ и что возрастание pH вызывает снижение потенциала. При $gH_2 > 27$ преобладают окислительные процессы, при $gH_2 22...25$ — восстановительные, при интенсивном развитии восстановительных процессов в оглеенных почвах gH_2 снижается до 20 и менее. Показатель gH_2 теряет смысл для таких ОВ-систем, у которых изменение ОВП при изменении pH на единицу значительно отклоняется от 58 мВ. Строго определенным он является при сравнительно небольших изменениях pH, например от 6 до 8.

Кроме показателей E_h и гН_2 , для характеристики окислительно-восстановительного состояния почв используются понятия окислительно-восстановительной емкости и буферности. По С.П. Яркову и И.С. Кауричеву, *окислительно-восстановительная емкость почвы* — максимальное количество окислителя (восстановителя), которое может быть связано почвой. *Окислительно-восстановительная буферность* — способность почвы противостоять изменению ОВП при действии различных факторов, нарушающих ОВ-равновесие. Она обусловлена различиями в количестве гумуса, его качественном составе, в содержании несиликатных соединений железа и степени их гидратации. Поэтому низкая буферность характерна для дерново-подзолистых почв, в которых при увлажнении быстрее развиваются восстановительные процессы, нежели в чернозёмах и каштановых почвах, которые обладают повышенной буферностью.

12.3. Типы окислительно-восстановительных режимов

Величина E_h в разных почвах в разное время года колеблется в пределах 100...750 мВ, опускаясь иногда до отрицательных значений. В летний период в дерново-подзолистых автоморфных почвах она колеблется в пределах 550...750 мВ, в чернозёмах — 400...600, в серозёмах — 350...450 мВ, в болотных почвах опускается до 200 мВ и ниже. Показатель E_h весьма динамичен, поэтому при определенном сочетании водно-воздушного, теплового и микробиологического режимов для каждой конкретной почвы характерен свой окислительно-восстановительный режим — соотношение окислительно-восстановительных процессов в почвенном профиле в годичном цикле почвообразования.

Различают следующие типы ОВ-режима почв:

- ♦ почвы с абсолютным господством окислительной обстановки (амфотерные почвы степей, полупустынь и пустынь: чернозёмы, каштановые, серозёмы, серо-бурые и др.) — E_h 600 мВ;

- ♦ почвы с господством окислительной обстановки при возможном протекании восстановительных процессов в отдельные влажные годы или сезоны (автоморфные почвы таёжно-лесной зоны, лесостепной и влажных субтропиков) — E_h 450...600 мВ;

- ♦ почвы с контрастным ОВ-режимом (полугидроморфные почвы различных зон) — E_h 300...450 мВ;

- ♦ почвы с устойчивым восстановительным режимом (болотные почвы и гидроморфные солончаки) — $E_h < 200$ мВ.

Наиболее динамичны ОВ-режимы в верхних горизонтах, где активна микробиологическая деятельность и где отмечается снижение ОВП при повышенных температурах (20–30 °С) и оптимальной влажности. В таких условиях происходит накопление восстановительных соединений — продуктов жизнедеятельности микроорганизмов, что сопровождается нарастанием поглощения кислорода.

Окислительно-восстановительные процессы играют большую роль в почвообразовании и оказывают большое влияние на плодородие почв. С ними связаны процессы превращения органических остатков, темпы накопления гумуса, они влияют на формирование элювиальных горизонтов, от них зависит появление различного рода железисто-марганцевых новообразований (ортштейны, примазки, конкреции, пленки и др.). От состояния ОВ-режима зависит питательный режим почвы, который складывается неблагоприятно как при резко окислительной, так и при восстановительной обстановке. При E_h порядка 700...750 мВ, господстве аэробной (окислительной) обстановки снижается доступность растениям железа, марганца, отчасти азота. Соединения железа с марганцем выпадают в осадок, а для образования нитратного азота в процессе нитрификации оптимальным является значение ОВ в интервале 480...340 мВ (И.П. Сердобольский).

Снижение E_h до 250 мВ обуславливает накопление восстановленных соединений железа, марганца, ртути в количествах, токсичных для растений. При этом могут аккумулироваться сероводород, фосфин, этилен, сода, которые также действуют на растения угнетающе. Для большинства растений даже кратковременный анаэробиз неблагоприятен, поэтому необходимо следить за ОВ-режимом, особенно на мелиорируемых землях (В.И. Савич).

Основные приемы регулирования ОВ-режимов — воздействие на оптимизацию водного, воздушного режима и структурное состояние почвы.

Глава 13

ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ

Плодородие — основное специфическое свойство почвы, отличающее ее от материнской породы. Понятия «почва» и «плодородие» неразрывны. Плодородие формируется в результате длительного развития природного почвообразовательного процесса, на который при сельскохозяйственном использовании налагается процесс окультуривания.

13.1. Формирование представлений о почвенном плодородии

Представления о плодородии появились в древности с первых шагов земледельца, который умел различать почвы с низким, средним и высоким уровнем плодородия. Об этом много знали в античной Греции и Риме, о чем сообщают в своих трудах Аристотель, Лукреций, Плиний, Колумелла и др. Анализируя наблюдения за природными явлениями, ученые древности создавали мифы о «жире земли» и о «жизненной силе растений». Со временем стали появляться догадки о минеральном питании растений, о наличии в почве перегнойных веществ, а в конце XIX в. некоторые исследователи обратили внимание на роль физических свойств почвы в плодородии и стали выяснять ее. В этот же период отмечено значение для плодородия и микробиологической деятельности в почве.

Основоположники учения о почвах — В.В. Докучаев и П.А. Костычев, отмечая зависимость урожайности растений от климатических, геоморфологических и почвенных условий, предлагали оценивать плодородие по сумме свойств почвы и урожайности. Ученик В.В. Докучаева — В.И. Вернадский в начале 20-х гг. XX в. заявил о том, что плодородие почвы является лишь частью плодородия биосферы и поэтому надо знать «...есть ли предел количеству вещества, которое может быть захвачено живой материей и введено ею в состав составляющих ее организмов на определенной площади земли?» Он считал, что только на этой основе может быть решена частная задача получения продуктов, необходимых человеку.

Большой вклад в развитие учения о плодородии внесли В.Р. Вильямс, С.П. Кравков, А.Н. Соколовский. По В.Р. Вильямсу, под плодородием следует понимать способность почвы обеспечивать растения одновременно водой и элементами питания. Тепло и свет рассматривались им как космические факторы. В общем почва как материнский организм использует энергию солнца, вещества и элементы питания окружающей среды, трансформирует их в процессе биофизико-химических превращений и обеспечивает растения всем необходимым.

В настоящее время под **плодородием** понимают способность почвы удовлетворять потребности растений в элементах питания, воде, обеспечивать их корневые системы достаточным количеством воздуха и тепла и благоприятной физико-химической средой для нормального роста и развития, т.е. способность почвы обеспечивать растения всеми необходимыми условиями для их роста и воспроизводства.

13.2. Виды почвенного плодородия

Существует много различных видов плодородия. В настоящее время выделяют следующие.

Естественное (природное) плодородие формируется в процессе развития почв под влиянием природных факторов почвообразования, и поэтому, например, естественное плодородие дерново-подзолистых почв сильно уступает естественному плодородию чернозёмов.

Искусственное плодородие — это плодородие, которым обладает почва в результате целенаправленной деятельности человека (применение удобрений, мелиорация, обработка и др.). Оно зависит от уровня развития науки и техники, размера материальных затрат, возможности мобилизации природного плодородия для получения урожая культур.

Потенциальное плодородие — плодородие почвы, определяемое как ее природными свойствами, так и свойствами, созданными или измененными человеком. Благодаря этому виду плодородия имеется много примеров, когда урожайность ряда культур на дерново-подзолистых почвах превосходит урожайность, получаемую на чернозёмах.

Эффективное плодородие — та часть потенциального плодородия, которая реализуется в виде урожая растений при конкретных условиях. Оно зависит от степени мобилизации с помощью агротехнических приемов элементов потенциального плодородия и от эффективности дополнительно привнесенных факторов роста и развития растений.

Этот вид чрезвычайно динамичный, и любое воздействие на почву с целью повысить эффективное плодородие оказывает воздействие и на потенциальное. Наиболее заметно это проявляется при орошении и систематическом внесении значительных доз удобрений, например в колхозе «Оснежицкий» Пинского района Брестской области, где свои исследования проводили БелНИИПА и Почвенный институт им. В.В. Докучаева. При внесении в 1965—1980 гг. в среднем на 1 га дерново-подзолистых супесчаных и связнопесчаных почв по 18,6 т органических удобрений, 226 кг NPK и 5 т извести средневзвешенная величина pH_{KCl} увеличилась с 4,6 до 5,8, содержание подвижных соединений фосфора и калия достигло соответственно 183 и 204 мг/кг, запасы гумуса выросли с 35 до 70 т/га. При этом сумма обменных кальция и магния в супесчаных почвах выросла до 18, в песчаных — до 10 мэкв/100 г, что в 2—3 раза выше, чем в аналогичных почвах соседних хозяйств. В целом весь комплекс параметров, определяющих плодородие почв, в колхозе «Оснежицкий» изменился в лучшую сторону. Причем значительные улучшения отмечены не только для пахотного,

но и для подпахотного горизонта. Таких примеров можно привести немало, и все они свидетельствуют о том, что с увеличением эффективного плодородия в почве одновременно существенно изменяется и потенциальное.

Относительное плодородие — плодородие почвы в отношении к определенной группе или виду растений, т.е. почва может быть плодородной для одних и бесплодной для других растений. Например, на кислых почвах нельзя надеяться на получение высоких урожаев пшеницы, в то время как биологические особенности овса и люпина позволяют высевать их на подобных участках; болотные почвы высокоплодородны для болотной растительности, но там не могут расти другие виды растений и т.д. Поэтому осуществляется агропроизводственная группировка почв, на основе которой и составляется структура посевных площадей и проектируются эколого-контурные севообороты. В этих севооборотах наиболее полно учитываются взаимосвязи и зависимости биологических растений и свойств почвы.

Экономическое плодородие — экономическая оценка земли по ее потенциальному плодородию и экономическим характеристикам участка: расстояние от дорог, центров энергоснабжения, водоемов, размер и конфигурация поля, трудность механической обработки и т.д. Важнейшими показателями экономической оценки земель являются общая стоимость продукции, затраты на ее получение и чистый доход. Эти показатели сильно варьируют как в пределах одного хозяйства, так и того природно-экономического района, где это хозяйство расположено.

Наиболее точно определить достоинства и недостатки в деятельности отдельных хозяйств можно на основе совместного использования показателей бонитировки (оценки почв в баллах) и экономической оценки земли, что дает возможность увязать комплекс агротехнических, организационных и других мероприятий с показателями почвенного плодородия.

13.3. Факторы и условия плодородия

Различают физические (агрофизические), биологические и химические (агрохимические) факторы плодородия.

Гранулометрический состав почвы среди **агрофизических факторов** — главный, определяющий ряд подчиненных факторов. Легкие песчаные и супесчаные почвы являются «теплыми», они имеют высокую водо-

проницаемость и хорошую аэрацию. Для них характерны малая влагоемкость, низкая поглотительная способность и буферность. Лучшими для большинства растений являются суглинистые почвы. (Подробно свойства и режимы почв разного гранулометрического состава рассматривались при изучении минеральной части почвы.)

Почвы Беларуси по гранулометрическому составу различны, среди них на долю супесчаных приходится 50,5%, глинистых и суглинистых — 21,49%, торфяных — 4,9%. Гранулометрический состав во многом определяет производительную способность почв, так как от него зависят физические свойства и водный, воздушный, тепловой и пищевой режимы почвы.

Структурность почвы обеспечивает одновременное существование в ней аэробных микрорзон, соотношение между которыми колеблется в зависимости от размера структурных агрегатов и их порозности. Это может усиливать или замедлять процессы мобилизации элементов питания микроорганизмами (табл. 13.1).

Таблица 13.1

Порозность и аэрация структурной почвы, сложенной агрегатами разных размеров (по А. Дояренко)

Свойства почвы	Размеры агрегатов почвы, мм		
	0,5	1...2	3...5
Порозность, %:			
общая	47...49	55...59	60...62
капиллярная	45...47	25...27	23...24
аэрации	2...3	30...32	38...39
Содержание воздуха, %	27,7	39,6	38,7
Содержание кислорода, %	0,14	5,71	7,51
Содержание кислорода, мг/кг	9,0	34,3	45,8

Биологические факторы определяются активностью почвенных микроорганизмов, состав которых зависит от генетических свойств почв и их сельскохозяйственного использования.

Важным биологическим фактором плодородия является *ферментативная активность почв*.

Ферменты — биологические катализаторы, регулирующие химические процессы в живых клетках, в результате чего синтезируются различные клеточные компоненты. В любой клетке содержатся тысячи

ферментов и каждый из них выполняет специфическую функцию, регулируя какую-нибудь химическую реакцию или несколько реакций.

Все ферменты представляют собой белки или группу взаимосвязанных белков. Одни из них содержат простатическую группу небелковой природы, у других молекула может распадаться на большую белковую (апофермент) и меньшую небелковую (кофермент) группы. По отдельности они не имеют каталитической активности. Функцию коферментов выполняют металлы (железо, молибден, марганец, медь, цинк, магний) и витамины (тиамин, рибофлавин, никотиновая кислота и пиридоксин). Железо может входить в состав сложной молекулы, содержащейся в гемоглобине; никотиновая кислота и тиамин в виде фосфорсодержащих производных обеспечивают активность ряда дыхательных ферментов.

В настоящее время известно около 1000 ферментов, которые поделены на шесть классов. Среди них полифенолоксидаза и пероксидаза катализируют интенсивность процессов синтеза и минерализации гумуса. Отношение между ними выражается условным коэффициентом накопления гумуса. В опытах БГСХА отмечено, что его величина повторяет закономерности активности полифенолоксидазы. Под влиянием пероксидазы образуется первичная молекула гуминовой кислоты, которая (по М.М. Кононовой) усложняется в результате реакций конденсации и полимеризации. Существенное влияние на эти процессы оказывает фермент класса оксиредуктаз — каталаза, активность которой является одним из показателей плодородия почвы.

Реакцию расщепления сахарозы и других углеводов катализирует инвертаза, активность которой лучше других ферментов отражает биологическую активность почвы.

Фермент уреазы и группа ферментов класса гидролаз — протеазы катализируют процессы, влияющие на состав и динамику почвенных органических компонентов и усвояемых растениями соединений азота.

Гидролиз фосфорорганических соединений катализирует фосфатаза, активность которой находится в обратной зависимости от содержания подвижных соединений фосфора в почве, что может быть использовано при определении потребности во внесении фосфорных удобрений.

Фермент дегидрогеназа определяет интенсивность дыхания.

Важным этапом в разложении органических веществ является распад клетчатки, попадающей в почву в виде растительных и животных остатков и с органическими удобрениями, что характеризует целлюлозоразлагающая способность почвы.

Исследования показывают, что активность ферментов находится в прямой зависимости от количества органического вещества в почве, в первую очередь живого. Но ферменты действуют и после отмирания живых организмов: они катализируют образование и минерализацию гумуса, влияют на биологические циклы углерода, азота, серы, фосфора и других элементов. Активность ферментативных процессов весьма динамична.

По В.Ф. Купревич и Т.А. Щербаковой (1966), ферменты в различных процессах, действуя одновременно, образуют сложные комплексы, активность которых зависит от внешних условий, типа почвы, вида растительности, микроорганизмов, что определяет суммарную биологическую активность почв. Для комплексной оценки можно использовать метод Ж. Ацци (1959). По этому методу каждому биологическому показателю дается относительная оценка по вариантам опыта; за 100% принимается наибольший показатель. Эти величины суммируются и выводится относительная итоговая оценка для каждого опыта (табл. 13.2)

Таблица 13.2

Оценка влияния систем удобрения на биологическую активность подзолистой легкосуглинистой почвы под зернобобовой смесью, %
(А.И. Горбылёва, Т.Э. Минченко)

Система удобрений	Уреза	Инвертаза	Дегидрогеназа	Дыхание	Азотфиксирующая способность	Сумма	Оценка биологической активности
Контроль	77	71	70	78	60	356	71
NPK	90	86	90	93	84	443	89
Навоз + NPK	100	100	100	100	100	500	100
Солома + NPK	95	92	95	92	87	461	92

Данные свидетельствуют, что самая высокая биологическая активность почвы сформировалась на фоне навозно-минеральной системы удобрения, на 8% ниже она была на фоне соломо-минеральной, еще ниже — на фоне NPK, самой низкой — на контроле. В такой же последовательности изменялась урожайность зернобобовой смеси и озимой пшеницы в следующем году.

Примерную характеристику биологической активности почвы можно получить после определения количества содержащихся в ней отдельных физиологических групп микроорганизмов, чем занимается почвенная микробиология.

Независимо от методов определения, ферментативная биологическая активность является интегральным показателем почвенного плодородия.

К агрохимическим факторам плодородия относятся содержание гумуса, подвижных соединений макро- и микроэлементов, реакция почвенной среды, емкость катионного обмена и соотношение между катионами, прежде всего между калием, кальцием и магнием, степень насыщенности основаниями.

По комплексу агрофизических, агрохимических и биологических свойств почвы можно оценить ее буферную способность, которая, как правило, высока для почв, богатых гумусом, насыщенных основаниями, при общей высокой поглотительной способности.

Вышеперечисленные факторы воздействуют на растения в соответствии с *законом минимума — оптимума — максимума*. Согласно этому закону, максимальная продуктивность почвы возможна лишь при сочетании факторов, а при смещении хотя бы одного из них к минимуму или максимуму продуктивность стремится к нулю. Например, при полной обеспеченности растений элементами питания им может не хватать воды или, наоборот, при оптимуме воды и пищи может ощущаться недостаток или избыток тепла и т.д. При этом последовательное равновеликое воздействие элементов питания в интервале от минимума до оптимума сопровождается все увеличивающейся прибавкой урожая, а в интервале от оптимального до максимального значения — нарастающим снижением урожая.

Однако не так просто достичь оптимальных значений необходимых факторов для жизни растений, поскольку не все они известны. Поэтому, наряду с оптимизацией известных факторов, целесообразно решать задачи по ликвидации или минимизации лимитирующих почвенное плодородие факторов, которых часто для конкретного случая больше одного. В табл. 13.3 приведен перечень таких факторов и соответствующие приемы их нейтрализации.

Таблица 13.3

Лимитирующие факторы и основные приемы их ликвидации или минимизации
(В.А. Ковда, 1988)

Фактор	Прием
Избыточная кислотность	Известкование
Избыточная щелочность	Гипсование, кислование, внесение физиологически кислых удобрений

Окончание табл. 13.3

Фактор	Прием
Избыток солей	Промывка на фоне дренажа сбросных и почвенно-грунтовых вод
Высокая глинистость	Пескование, оструктуривание, глубокое рыхление
Высокая плотность	Оструктуривание, рыхление, травосеяние
Недостаток тепла	Мульчирование поверхности, снегонакопление, лесополосы, пленочные укрытия
Недостаток воды	Орошение, агротехнические приемы накопления воды (чистый пар, минимальная обработка почвы) и защита от испарений
Недостаток минерального питания	Внесение минеральных и органических удобрений
Избыток воды (заболоченность)	Дренаж осушительный
Недостаток аэрации	Дренаж, оструктуривание, щелевание
Пестрота микрорельефа	Планировка поверхности
Большой угол поверхности	Террасирование, полосно-контурная обработка, чередование культур
Малый корнеобитаемый слой, ограниченный внутрипочвенными прослоями	Постепенное углубление с применением плантажа, глубокого рыхления, взрывных мелиораций
Резко дифференцированный на горизонты профиль	Постепенное углубление, глубокая обработка
Токсикоз химический	Химическая и агротехнологическая мелиорация
Токсикоз биологический	Биологическая и агротехнологическая мелиорация, севооборот, парование

Среди факторов, определяющих эффективное плодородие, ведущую роль играет **антропогенный фактор**. Его определяют, учитывая:

- ♦ питательный, водный, воздушный и тепловой режимы, реакцию почвы, наличие в ней фитотоксичных соединений, физиологически активных веществ, гормонов и др.;

- ♦ погодно-климатические условия — солнечную радиацию, количество осадков, сумму активных температур, длительность вегетационного периода, относительную влажность воздуха и ее динамику, количество CO_2 ;

- ◆ сорт, репродукцию растений; качество посевного материала и др.;
- ◆ фитосанитарные условия — наличие сорняков, болезней и вредителей культурных растений;
- ◆ способы обработки почвы, севообороты, агротехнику, внесение органических и минеральных удобрений и извести, пестицидов, регуляторов роста, химическую мелиорацию, гидромелиорацию, противоэрозионные мероприятия, организацию территории.

13.4. Воспроизводство плодородия

Плодородие почвы представляет собой такое ее свойство, которое способно к воспроизводству как в природных условиях, так и в условиях сельскохозяйственного использования. Оно может быть простым, неполным и расширенным. Понятие простого, неполного и расширенного воспроизводства применимо больше к потенциальному плодородию, изменяющемуся относительно медленно.

Простое воспроизводство — это отсутствие заметных изменений в свойствах почвы, влияющих на ее плодородие. Ведение земледелия происходит на фоне уравновешенной (100%) интенсивности баланса питательных веществ.

Неполное воспроизводство — это ухудшение свойств почвы, влияющих на ее плодородие, снижение способности почвы обеспечивать растения условиями, необходимыми для их роста и развития в многолетнем цикле. К сожалению, такие явления широко распространены на земном шаре, имеют место и в Беларуси. В итоге для поддержания эффективного плодородия требуется все более массивное и дорогостоящее воздействие человека на почву, которое нередко приводит к дальнейшему снижению ее потенциального плодородия.

Расширенное воспроизводство — это улучшение свойств почвы, влияющих на ее плодородие, повышение способности почвы обеспечивать растения всем необходимым для их роста и развития в многолетнем цикле. Оно может осуществляться как постоянно на фоне высокой агротехники, ведения земледелия с интенсивностью баланса питательных веществ свыше 100%, оптимизации агрофизических, агрохимических и биологических свойств почвы, так и в короткие сроки при коренном изменении свойств почвы за счет мелиорации.

Обеспечение расширенного воспроизводства почвенного плодородия — важнейшая задача рационального использования почв в условиях интенсивного земледелия.

13.5. Процесс окультуривания и степень окультуренности

Воспроизводство плодородия определяется конкретными почвообразовательными процессами, которые развиваются в зависимости от конкретных условий. В природных фитоценозах растительное сообщество находится в состоянии динамического равновесия, приспособленного к условиям местности и почве. При сельскохозяйственном использовании почв воспроизводство плодородия определяется сочетанием природных факторов и методов воздействия человека на почву. При этом на почву начинают действовать новые факторы, сочетание которых со временем преобразует природные почвы в культурные, в которых свойства и режимы соответствуют требованиям культурных растений. Этот процесс называется **процессом окультуривания**, а совокупность процессов, протекающих под влиянием человека, — **культурным почвообразовательным процессом**. Его развитие предполагает обязательное повышение почвенного плодородия. В итоге можно оценить **степень окультуренности почв**, т.е. соответствие свойств и режимов почв требованиям культурных растений.

Под влиянием удобрений, различных видов мелиорации, способов обработки и других факторов в почве изменяются агрофизические, агрохимические и биологические свойства, структурное состояние, интенсивность биологического круговорота веществ, возрастает количество и изменяется качество гумуса, улучшаются водный, тепловой и воздушный режимы. В результате почва характеризуется мощным корнеобитаемым слоем с высоким запасом гумуса и питательных элементов, высокой емкостью поглощения и благоприятной реакцией среды для растений и микроорганизмов.

В зависимости от интенсивности протекания культурного почвообразовательного процесса почвы можно разделить на слабо, средние и хорошо окультуренные. В табл. 13.4 приведены сравнительные диагностические показатели степени окультуренности двух типов почв.

Значительный вклад в разработку способов окультуривания дерново-подзолистых почв внесли В.Е. Егоров (Тимирязевская сельхозакадемия), Н.П. Карпинский (Всесоюзный институт удобрений и агропочвоведения), Г.И. Григорьев (Почвенный институт им. В.В. Докучаева), Н.С. Авдонин (МГУ им. М.В. Ломоносова) и др. Одновременно с усилением темпов интенсификации земледелия возникла потребность разработать параметры окультуренных почв, отвечающие требо-

ваниям высокопродуктивных культур, причем эти параметры должны касаться тех свойств почвы, которые могут быть выражены количественно и в наибольшей степени влияют на урожай. Такой подход открывает возможности для оценки состояния и прогноза плодородия почв на будущее. Неоценимый вклад в этом направлении сделали белорусские ученые (И.Ф. Гаркуша, А.Г. Медведев, А.М. Брагин, Т.Н. Кулаковская, И.М. Богдевич и др.).

Таблица 13.4

**Диагностические показатели степени окультуренности почв
(Г.И. Григорьев, 1980)**

Показатель (в пахотном слое)	Почвы				
	Дерново-подзолистые			Серые лесные	
	освоен- ные	окультур- ренные	сильно- окультур- ренные	освоен- ные	окультур- ренные
Содержание гумуса, %	1,5...2,5	2,5...3,5	3,0...5,0	2,5...3,0	3,0...4,0
$C_{гк} : C_{фк}$	0,5...0,6	0,7...0,9	1,0...1,3	1,2...1,3	1,3...1,4
pH_{KCl}	4,4...5,0	4,7...5,5	5,5...6,5	4,7...5,5	4,9...5,7
V , %	40...60	60...80	> 80	60...70	80...90
Содержание обменного водорода, % от ЕКО	10...40	10	1...5	2...10	0...1

В результате обобщения большого числа опытов, проведенных сотрудниками научных учреждений (БелНИИПА) и агрохимической службы республики, установлены количественные взаимосвязи между урожайностью различных сельскохозяйственных культур и комплексом агрохимических свойств почвы. Изменение комплекса этих свойств до некоторых значений сопровождается возрастанием продуктивности сельскохозяйственных культур в 2—3 раза. Это свидетельствует о том, что направленное развитие культурного почвообразовательного процесса позволяет изменить показатели плодородия до уровней, отвечающих требованиям растений.

13.6. Оптимальные параметры почвенного плодородия

Повышение плодородия почв является составной частью более общей проблемы оптимизации использования земельных ресурсов и увеличения продуктивности агроэкосистем. Решение этой проблемы базируется на определении оптимальных параметров (показателей) свойств почв.

По Т.Н. Кулаковской, **оптимальные параметры свойств почв** — это такое сочетание количественных показателей свойств (и режимов) почв, при котором могут быть максимально использованы все жизненно важные для растений факторы, наиболее полно реализованы потенциальные возможности выращиваемых культур и обеспечен наивысший урожай при его хорошем качестве.

Ранее рассматривалось, при каких значениях можно считать оптимальными показатели водного, воздушного, теплового, питательного, окислительно-восстановительного режимов, свойств почвенного поглощающего комплекса. В табл. 13.5 приведены интервалы оптимальных значений показателей агрохимических свойств почв Республики Беларусь, а в табл. 13.7, кроме того, некоторые оптимальные показатели других свойств. Из этих данных видно, что оценка оптимальных свойств почв должна включать как минимум следующие показатели: гумусовое состояние (содержание, запасы и качество гумуса); содержание питательных макро- и микроэлементов; плотность, влагоемкость, водопроницаемость, аэрация, структура; реакция, емкость катионного обмена, состав обменных катионов и соотношение между ними, степень насыщенности основаниями.

Для почв Беларуси наиболее обоснованы с теоретической и практической точки зрения оптимальные параметры для агрохимических свойств почвы. Из агрохимических свойств, которые отражают состояние плодородия почв, наибольший интерес представляют степень кислотности (pH_{KCl}), содержание гумуса, P_2O_5 и K_2O . Определить влияние каждого отдельного параметра на плодородие в «чистом» виде практически невозможно, так как изменение одного сопровождается изменением и других параметров. Оценка уровня плодородия по отдельным свойствам затруднена и тем, что различные показатели находятся на разном уровне. Поэтому наиболее объективным критерием является комплексный показатель — *индекс окультуренности почв*, где каждое свойство выражено в относительных величинах и отражает степень соответствия почвы требованиям культурных растений.

За 1,0 принимаются средние оптимальные показатели свойств почв. Предварительно рассчитывается относительный индекс ($I_{\text{отн}}$) для каждого из показателей по формуле

$$I_{\text{отн}} = \frac{X_{\text{факт}} - X_{\text{мин}}}{X_{\text{опт}} - X_{\text{мин}}},$$

где $X_{\text{факт}}$ — фактическое значение показателя; $X_{\text{мин}}$ и $X_{\text{опт}}$ — соответственно минимальное и оптимальное значения показателя.

Для практических расчетов установлены следующие минимальные агрохимические показатели: для $\text{pH}_{\text{КСЛ}}$ — 3,5; для содержания P_2O_5 и K_2O — 20 мг/кг почвы; для содержания гумуса — 0,5%. Для торфяно-болотных почв минимальный показатель P_2O_5 и K_2O — 100 мг/кг. Если фактический показатель больше оптимального, то относительный индекс для этого свойства равен 1,0 или в формулу вместо фактического значения показателя записывают оптимальный.

После определения индекса по всем показателям рассчитывают индекс окультуренности ($I_{\text{окульт}}$) по формуле

$$I_{\text{окульт}} = \frac{I_{\text{pH}} + I_{\text{P}_2\text{O}_5} + I_{\text{K}_2\text{O}} + I_{\text{гум}}}{4}.$$

Индекс окультуренности рассчитывают с точностью до сотых долей. Для удобства в табл. 13.6 приведены преобразованные формулы для его расчета.

Продуктивность почв, однако, не прямо пропорциональна индексу окультуренности, а находится в определенной связи с ним, поэтому нужны поправочные коэффициенты на продуктивность почв. Анализ данных полевых опытов с применением удобрений и изучение корреляционной связи урожайности зерновых культур, льна, картофеля и индекса окультуренности позволили определить формулу для расчета *коэффициента окультуренности*:

$$K_{\text{окульт}} = 0,36 + 0,75^1 I_{\text{окульт}} - 0,114^2 I_{\text{окульт}}^2,$$

на основании которой выведена шкала средневзвешенных поправочных коэффициентов (по продуктивности почв в кормовых единицах) на индекс окультуренности. Этот поправочный коэффициент при качественной оценке умножается на оценочный показатель почвы или участка.

Наиболее точная оценка почвенного плодородия может быть сделана на основе совокупности показателей. Для этого проводится бонитировка почв, в результате которой определяется балл бонитета (см. гл. 27).

Таблица 13.5

Градация оптимальных параметров агрохимических свойств почв Республики Беларусь (И.М. Богдевич, 2007)

Почвы по гранулометрическому составу	рН _{KCl}	Содержание гумуса, %	Содержание макро- и микроэлементов, мг/кг								
			P ₂ O ₅	K ₂ O	MgO	B	Mo	Cu	Mn	Zn	Co
Глинистые и суглинистые	6,0...6,7	2,5...3,0	250...300	220...250	150...300	0,5...0,6	0,2...0,4	3...4	50...80	1,5...2,5	1,5...2,0
Супесчаные	5,8...6,2	2,0...2,5	210...250	200...240	120...150	0,5...0,6	0,2...0,4	3...4	50...80	1,5...2,5	1,5...2,0
Песчаные	5,5...5,8	1,8...2,2	160...200	140...200	80...100	0,15...0,2	0,07...0,1	0,8...1,4	30...40	1,0...1,5	0,8...1,2
Торфяные	5,0...5,3	—	600...1000	600...800	450...900	1...2	0,2...0,8	5...7	50...100	2...6	7...9
Минеральные почвы сенокосов и пастбищ	5,8...6,2	3,5...4,0	120...200	150...200	90...120	—	—	—	—	—	—

Таблица 13.6

Расчет индекса окультуренности почв по агрохимическим показателям (по И.М. Богдевичу)

Угодья	Почвы	Оптимальные параметры агрохимических свойств				Рабочие формулы для расчета индекса окультуренности
		pH _{KCl}	Содержание гумуса, %	Содержание, мг/кг		
				P ₂ O ₅	K ₂ O	
Пахотные	Глинистые и тяжелосуглинистые	6,3	3,2	325	325	$I_{\text{окульт}} = \frac{pH - 3,5}{12,0} + \frac{P_2O_5 - 20}{1220} + \frac{K_2O - 20}{1220} + \frac{\text{Гумус} - 0,5}{10,8}$
	Средне- и легкосуглинистые	6,2	2,8	300	275	$I_{\text{окульт}} = \frac{pH - 3,5}{10,8} + \frac{P_2O_5 - 20}{1120} + \frac{K_2O - 20}{1020} + \frac{\text{Гумус} - 0,5}{9,2}$
	Связносупесчаные	5,9	2,3	225	200	$I_{\text{окульт}} = \frac{pH - 3,5}{9,6} + \frac{P_2O_5 - 20}{820} + \frac{K_2O - 20}{720} + \frac{\text{Гумус} - 0,5}{7,2}$
	Рыхлосупесчаные	5,8	2,1	200	170	$I_{\text{окульт}} = \frac{pH - 3,5}{9,2} + \frac{P_2O_5 - 20}{720} + \frac{K_2O - 20}{600} + \frac{\text{Гумус} - 0,5}{6,4}$
	Песчаные	5,6	2,0	175	200	$I_{\text{окульт}} = \frac{pH - 3,5}{8,4} + \frac{P_2O_5 - 20}{620} + \frac{K_2O - 20}{520} + \frac{\text{Гумус} - 0,5}{6,0}$
Пахотные и кормовые	Торфяно-болотные	5,3	—	800	600	$I_{\text{окульт}} = \frac{pH - 3,5}{5,4} + \frac{P_2O_5 - 100}{2100} + \frac{K_2O - 100}{1500}$
Кормовые	Минеральные	6,0	3,0	160	150	$I_{\text{окульт}} = \frac{pH - 3,5}{10,0} + \frac{P_2O_5 - 20}{560} + \frac{K_2O - 20}{520} + \frac{\text{Гумус} - 0,5}{10,0}$

13.7. Мероприятия по управлению почвенным плодородием

При разработке мероприятий по повышению почвенного плодородия надо исходить из того, что факторы, влияющие на жизнь растений, равнозначны, поэтому необходимо одновременное воздействие на их комплекс. В интенсивном земледелии воспроизводство плодородия осуществляется двумя путями: вещественным и технологическим.

Вещественный путь включает применение удобрений, пестицидов, мелиорантов, т.е. связан со значительными материальными затратами. *Технологический путь* связан с изменением свойств почвы, например в результате изменения способов обработки почвы. Затраты на эти мероприятия невелики, но и эффект кратковременный, поэтому устойчивое повышение плодородия почв обязательно связано с большими затратами.

Существуют следующие мероприятия по повышению плодородия.

1. Применение удобрений (органических и минеральных) и мелиорантов. Они должны улучшать свойства почвы, не загрязняя при этом окружающую среду и не вызывая вторичную кислотность. Большое значение имеет выбор способов обработки почвы, которые должны обеспечивать наилучшие условия аэрации и водоснабжения растений, не ухудшая водно-физические свойства.

2. Введение плодосменных севооборотов, которые являются главным средством борьбы с токсикозом и утомлением почвы. Известно, что к почвоутомляющим культурам относятся лен, клевер, люцерна, сахарная свекла. Есть культуры самосовместимые (например, рожь, кукуруза, фасоль), которые можно выращивать на одном поле не один год. Для большинства культур монокультура приводит к снижению урожая и ухудшению свойств почвы, связанному, как правило, с деградацией.

С ростом урожаев и повышением микробиологической активности в биологический круговорот корнями растений вовлекается все больше элементов из нижних горизонтов почвы. Для достижения расширенного воспроизводства плодородия эффективен посев промежуточных культур, культур-уплотнителей, получение двух урожаев на одном поле и др.

3. Свойства различных почв даже в пределах одной природной зоны различны, что хорошо видно на примере Беларуси. Поэтому в каждом конкретном случае, наряду с основными, используют специальные агротехнические приемы, способствующие улучшению водно-физических свойств почв. Кроме гидротехнической мелиорации с двойным регу-

лированием водного режима, следует осуществлять различные культурно-технические мероприятия, повышать долю бобовых культур в отдельных севооборотах и т.д.

Можно констатировать, что интенсификация земледелия усложняет процессы управления плодородием и продуктивностью почв вследствие ряда причин:

- ♦ резко возрастает число параметров почв, управляемых прямо или косвенно, а следовательно, увеличивается и объем информации, которую надо учитывать при принятии решений;
- ♦ расширяется диапазон скоростей управляемых процессов, среди которых есть быстрые и медленные;
- ♦ многие из параметров взаимосвязаны и взаимозависимы, причем механизмы связей сложны и часто недостаточно изучены (например, свойства ППК, соотношения в нем между катионами);
- ♦ ускоряется внедрение новых технологий, часто не проверенных в конкретных условиях (применение новых видов пестицидов, удобрений, новой техники и др.).

В результате на одной и той же информационной базе получаются часто противоречивые прогнозы, что диктует необходимость совершенствования систематизации исходной информации до формирования практических выводов. Решение таких задач возможно лишь на основе использования принципов и методов информатики и кибернетики с помощью ЭВМ. Они позволяют характеризовать комплекс агрономически важных параметров для конкретной почвы в виде моделей почвенного плодородия.

13.8. Модели почвенного плодородия

Математическое моделирование в почвоведении — молодое научное направление, которое начало разрабатываться в середине 60-х гг. XX в. с появлением мощных ЭВМ и системного анализа, т.е. системного подхода, который был всегда присущ русскому почвоведению начиная с В.В. Докучаева. Системные исследования связаны с переработкой большого количества информации, анализом огромного числа вариантов, построением математических моделей.

Что такое математическое моделирование? Понятия «система» и «модель» получили широкое распространение и имеют различные трактовки.

Система — это множество, состоящее из внутренних элементов. Каждая система (S) воздействует сама и испытывает воздействие со

стороны множества внешних по отношению к ней систем (т.е. *окружающей среды*). Все это вместе составляет *структуру системы*. Окружающая среда, состав и структура системы во времени могут изменяться. Иначе говоря, системой $S(t)$, функционирующей в окружающей среде $V(+)= (V_1/T_1)...V_k(t_k)$, называется объект $S(t) = S(V(t), X(t), Z(t) F)$, образованный элементами множеств $X(t) = X_1(t)...X_n(t)$, которые связаны между собой и с окружающей средой определенными связями. Совокупность связей образует $[Z(t)]$; состав $X(t)$ и структура $Z(t)$ изменяются во времени в соответствии с функцией F .

Сущность метода моделирования состоит в том, что наряду с исследуемой системой рассматривают ее **модель**, в качестве которой выступает некоторая другая система (S'), представляющая собой подобие оригинала — $S' - S$. Модель — упрощенный образ системы оригинала. При этом из рассмотрения сознательно исключаются некоторые элементы системы оригинала. Но моделирующее изображение не должно исключать структуру системы оригинала. Вместе с тем исследование модели проще, чем оригинала, но результаты подходят и к ней. Моделирование хорошо высвечивает пробелы в знаниях об исследуемой системе и играет большую роль в планировании новых наблюдений и экспериментов.

Математические модели обычно оценивают по реалистичности, точности и общности.

Модели бывают *аналитические*, в которых получают аналитические выражения, и *имитационные*, в которых ЭВМ является принципиально новым аппаратом исследования, так как значения рассчитываются по входным начальным данным с помощью набора математических операций, записанных в виде машинной программы.

Для почвоведения наибольший интерес представляют имитационные модели или вычислительный эксперимент, поскольку аналитические модели для почвенных процессов получить трудно.

Модель должна быть доброкачественной, т.е. правильно отображать изучаемые процессы. Для этого на ЭВМ проводят серию расчетов и на заключительном этапе анализируют результаты путем сопоставления их с данными натурных экспериментов. При этом становится ясным, удачно ли выбрана модель. При необходимости она уточняется, и цикл вычислительного эксперимента повторяется снова.

Натуральный и вычислительный эксперименты противопоставлять нельзя: модель не самоцель, а ЭВМ лишь инструмент исследования.

Почва как объект математического моделирования — сложный объект, отличающийся:

♦ высокой сложностью и иерархичностью строения (чтобы понять явление на высоком уровне, надо сначала разобраться на низких уровнях);

- ♦ незамкнутостью;
- ♦ полифакторностью внешней среды;
- ♦ целостностью;
- ♦ динамичностью;
- ♦ нестационарностью;
- ♦ инерционностью;
- ♦ нелинейностью (нелинейный характер внутренних и внешних связей).

Чаше модели бывают эмпирические и полуэмпирические, однако ни одна из моделей не в состоянии решить все вопросы, какой бы сложной она ни была. Для этого необходимы банк или система моделей.

Цель разработки моделей — унифицировать знания о почвах, способствовать государственному контролю и мониторингу за плодородием, конкретизировать задачи хозяйственной деятельности по расширенному воспроизводству плодородия почв и оптимизации размещения сельскохозяйственных культур. Они призваны служить информационной основой целенаправленного воздействия не только лабильных, но и консервативных свойств и режимов (гумусовое состояние, агрофизические свойства, почвенный поглощающий комплекс и др.).

Модели позволяют придать более систематизированный и формализованный характер знаниям об объекте, о структурных и функциональных особенностях отдельных почв и выразить количественно взаимосвязь между их свойствами и режимами. Фактически речь идет о мобилизации всего научного потенциала почвоведения на разработку проблемы воспроизводства плодородия почв.

В настоящее время в управлении плодородием широкое распространение получил **нормативный подход**, когда на основе опытных и статистических данных устанавливаются соотношения между входными (дозы удобрений и т.п.) и выходными (урожайность) параметрами агроценозов. В наиболее упрощенном виде эти соотношения представляются как *коэффициенты пропорциональности* (например, окупаемость удобрений). Создание нормативной базы в зональном и региональном разрезе способствует решению ряда практических задач, что обеспечивает более экономное использование средств и энергии. Пример такой модели показан в табл. 13.7, где представлены свойства дерново-подзолистой легкосуглинистой почвы. На фоне группы поддерживаю-

Таблица 13.7

Интегральная модель оптимальных свойств дерново-подзолистых легкосуглинистых почв

Показатель, характеризующий состояние плодородия	Оптимальные значения показателя	Приемы, обеспечивающие достижение оптимальных значений показателя	Нормативы затрат на изменения свойств почв
<i>Технологические свойства</i>			
Контурность	Топографический контур поля не менее 15...20 га	Мелиоративное и культурно-техническое воздействие	—
Эродированность	Отсутствует, слабо выражена	Способы сева, обработка почвы, травопольные севообороты	—
Завалуненность	Отсутствует, менее 10 м ³ /га	Культуртехнические работы, уборка камней	—
<i>Морфологические свойства</i>			
Мощность и характеристика верхних слоев	Пахотный горизонт 25...30 см, темно-серый, подзолистый горизонт отсутствует	Внесение органических удобрений, периодическое углубление пахотного слоя с известкованием	—
Водно-воздушный режим	Коэффициент использования годовых осадков 0,6...0,7; запас продуктивной влаги в слое 0...50 см к началу вегетации 130...150 мм; число дней в году с оптимальным увлажнением 180...200. Плотность почвы 1,1...1,2 г/см ³ , общая порозность 50...55%; воздухоемкость 25...30%	Внесение органических удобрений; рациональная система обработки почв (своевременное сохранение и накопление влаги); снижение деформирующего воздействия сельскохозяйственных машин (переуплотнение почв)	—

Окончание табл. 13.7

Показатель, характеризующий состояние плодородия	Оптимальные значения показателя	Приемы, обеспечивающие достижение оптимальных значений показателя	Нормативы затрат на изменения свойств почв
Биологические свойства	Высокая активность почвенных ферментов: инвертазы (более 1 мг глюкозы), полифенолоксидазы (свыше 3 мг пурпургалина); низкая активность пероксидазы, высокая нитрификационная способность	Внесение органических и минеральных удобрений; известкование; обработка почвы, обуславливающая благоприятный водно-воздушный режим	—
Структурность	Хорошо выражена: содержание водопрочных агрегатов размером 0,25...10,0 мм — 70...80%	Внесение органических удобрений, известкование, использование в севообороте многолетних трав	—

Агрохимические свойства

Содержание гумуса	2,0...2,5%; запас 60...70 т на 1 га; соотношение $C_r : C_\phi = 1,1...1,2$	Внесение органических удобрений (10...14 т на 1 га севооборотной площади), многолетние травы в севообороте 12...20%	0,025...0,036% гумуса от 10 т навоза в зависимости от структуры посевных площадей
Содержание азота	Доступные соединения азота ($NO_3 + NH_4$): содержание — 3,0...4,5 мг на 100 г почвы; запасы — 100...120 кг на 1 га; возможное потребление из почвенных ресурсов за вегетацию до 50...60 кг с 1 га	На 1 га севооборотной площади: органические удобрения — 10...14 т, минеральные азотные удобрения — 90...100 кг; бобовые культуры	—

Запасы подвижных фосфатов	250...300 мг (по Кирсанову); 600...700 кг на 1 га; возможное потребление из почвенных ресурсов за вегетацию до 60...70 кг с 1 га	Внесение органических, минеральных (фосфорных) удобрений с расчетом на создание положительного баланса	40...45 кг P_2O_5 в виде удобрений для смещения содержания элемента на 1 мг в 100 г
Запасы подвижного калия	250...300 мг; 500...550 кг на 1 га; возможное потребление из почвенных ресурсов за вегетацию до 180...200 кг с 1 га	Внесение органических, минеральных (калийных) удобрений с расчетом на создание положительного баланса	60...70 кг K_2O в виде удобрений для смещения содержания элемента на 1 мг в 100 г почвы
Содержание микроэлементов, мг на 1 кг почвы	Медь — 3...4; кобальт — 0,8...1,2; молибден — 0,2...0,4; бор — 0,5...0,6; цинк — 6...7	Внесение органических и микроудобрений	—
Содержание подвижного магния	10...12 мг на 100 г почвы; 200...250 кг/га	Доломитизированные известняки	—
Реакция почвенного раствора и почвы	pH_{KCl} 6,0...6,5; pH_{H_2O} 6,5...7,0; подвижный алюминий отсутствует, гидролитическая кислотность 1,5...2,0 мэкв на 100 г	Поддерживающее известкование на нейтрализацию физиологической кислотности удобрений один раз в 4—5 лет дозами по 0,5...0,75 гидролитической кислотности	От 1 т качественных известковых материалов смещение pH в первый год на 0,15...0,2 на супглинистых почвах и на 0,2...0,35 на супесчаных
Состояние почвенного поглощающего комплекса	Сумма обменных оснований 8...12 мэкв на 100 г; степень насыщенности 80...90%; соотношение поглощенных ионов Ca и K 15...17	То же	—

щих факторов эти свойства обеспечивают продуктивность зерновых культур на уровне 45...50 ц или 65...70 ц/га кормовых единиц (по Т.Н. Кулаковской).

Однако при пользовании такими моделями надо помнить о нелинейном характере связей между свойствами и режимами в почве, где между входными и выходными данными имеется более сложная зависимость и сложный временной ход. Надо помнить о «вызревании почв», т.е. о постепенном переходе состояния почв на новый системный уровень.

РАЗДЕЛ III. ГЕНЕЗИС (ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ), КЛАССИФИКАЦИЯ И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Глава 14

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОЧВ

Закономерности происхождения, образования и развития (генезиса) почв в результате длительного взаимодействия с окружающей средой обусловили их качественные различия, что вызвало необходимость разработать принципы классификации почв и почвенно-географического районирования почвенного покрова Земли.

Классификация почв в почвоведении — одна из сложных теоретических проблем. Ее задачей является объединение почв в таксономические группы по строению, составу, свойствам, происхождению и плодородию.

Научная основа классификации — *систематика почв*, задачи которой — установить качественные различия и связи между существующими на земле почвами, дать их полное описание в возможной логической последовательности, представить имеющиеся знания о почве в системе, показать специфические особенности каждого вида и каждой группы почв.

14.1. Принципы классификации почв

Классификационная проблема в почвоведении — одна из наиболее дискуссионных, что объясняется необыкновенной сложностью объекта классификации — почвы как самостоятельного тела природы. До сих пор нет единой общепринятой системы классификации почв мира, в разных странах эту проблему решают по-разному. При составлении первых европейских классификаций исходили из строения и состава твердой фазы верхних горизонтов. Такие классификации получили название агрогеологических. Затем появились агрокультурхимические (XVI—XVIII вв.). В России, начиная с работ М.В. Ломоносова и далее трудами В.В. Докучаева и Н.М. Сибирцева, утвердился взгляд на почву как на особое самостоятельное органоминеральное тело, развивающееся во взаимодействии с окружающей средой.

Создав учение о генетическом типе почв, В.В. Докучаев в 1886 г. предложил эколого-генетическую схему классификации, разделив почвы на 3 группы по способу залегания (нормальные, переходные и аномальные), на 6 классов по происхождению (растительно-наземные, сухопутно-болотные, болотные, перемытые, наземно-наносные, наносные), на 12 типов по климатическим особенностям и характеру почвенного гумуса (серые переходные лесные, чернозёмы, торфяные и др.) и на разновидности по гранулометрическому составу.

В 1895 г. Н.М. Сибирцев предложил классификацию в свете учения В.В. Докучаева о зонах природы. Он разделил все почвы на три класса по положению в системе почвенной зональности: зональные, интразональные и азональные (неполные), а в пределах каждого класса выделил типы почв по комплексу показателей почвенного профиля, обусловленных зональными комплексами факторов почвообразования. Среди зональных почв Н.М. Сибирцев выделил латеритные, чернозёмные, серые лесные, дерново- и раменно-подзолистые, тундровые, пустынно-степные, атмосферно-пылевые, среди интразональных — солонцовые, болотные. Эта классификация, существенно дополненная трудами Я.Н. Афанасьева (1922), Е.Н. Ивановой и Н.Н. Розова (1966), в какой-то мере используется и в настоящее время.

Схему классификации с учетом гидротермического режима в 1906 г. предложил Г.Н. Высоцкий, идею которого позднее развили И.П. Герасимов и другие (1939); К.Д. Глинка в 1908 г. разделил почвы на две группы: в образовании первой, экзодинамоморфной, ведущую роль играет климат, в образовании второй, эндодинамоморфной, — почвообразующие породы. В обеих группах были выделены классы почв по типам почвообразования, а далее, в пределах классов, — типы почв. Позднее К.Д. Глинка принял эволюционно-генетическую концепцию П.С. Коссовича (1903, 1906), который ввел представление о типах почвообразования во времени от начальной стадии почвообразования к кислому и их геохимической сопряженности.

Класс I — генетически самостоятельные почвы.

Подкласс А — почвы щелочного выветривания.

Тип 1 — пустынные.

Тип 2 — пустынно-степные.

Тип 3 — степные (чернозёмные).

Подкласс Б — почвы кислого выветривания.

Тип 4 — подзолистые.

Тип 5 — тундровые.

Тип 6 — латеритные.

Класс II — генетически подчиненные почвы.

Тип 1 — почвы сухих степей грунтового увлажнения.

Тип 2 — то же чернозёмной полосы.

Тип 3 — болотные почвы подзолистой зоны.

Тип 4 — болотные почвы влажных тропиков и субтропиков.

К.К. Гедройц (1925) в качестве основы классификации выделенных П.С. Коссовичем типов использовал состав обменных катионов: латеритный тип — преобладание H^+ над Ca^{2+} и Mg^{2+} ; подзолистый — наличие H^+ одновременно с Ca^{2+} и Mg^{2+} ; солонцовый — наличие Na^+ наряду с Ca^{2+} и Mg^{2+} .

Эволюционно-генетическая классификация была предложена В.Р. Вильямсом (1930). В ее основу он положил свою теорию «о едином почвообразовательном процессе», по которой типы почв развиваются повсюду на планете однообразно как стадии единого исторического процесса взаимодействия биологических элементов природы на поверхность суши. Эти взгляды близки биогеохимическим представлениям В.И. Вернадского.

В настоящее время существует большое количество разнообразных и конкретных классификационных схем (Е.Н. Ивановой и Н.Н. Розова (1966), В.Р. Волобуева (1980, 1984), М.А. Глазовской (1966, 1972), И.П. Герасимова (1975) и др.). Все они основаны на исходной Докучаевской почвенно-генетической концепции. В этих классификациях более полно учитываются современные процессы и режимы почв, влияющие на плодородие, морфологическое строение почвенного профиля, состав и свойства почв, экологические условия.

Результат этих разработок был обобщен в руководстве «Классификация и диагностика почв СССР» (Почвенный институт им. В.В. Докучаева, 1977). В нем описано 80 типов почв, исключая почвы Крайнего Севера и мерзлотных областей Сибири. Почвы сгруппированы по зонально-экологическим признакам и рядам увлажнения. Внутри зональных групп они разделены по биофизико-химическим свойствам.

В 1997 г. ученые Почвенного института им. В.В. Докучаева предложили новую генетическую классификацию почв России по качественным признакам строения профиля. Почвы разделены на три ствола — постлитогенный, синлитогенный и органогенный, что позволяет отделить специфические торфяные почвы от органоминеральных и разделить последние по соотношению процессов почвообразования и литогенеза. Постлитогенный ствол объединяет почвы, образовавшиеся на различных почвообразующих породах, выступающих как постоянный фактор почвообразования. В синлитогенных почвах почвообразование прохо-

дит одновременно с литогенезом, что обнаруживается в строении почвенного профиля в виде слоев аллювия и вулканического пепла.

В пределах ствола по сходству основных ведущих процессов почвообразования и общим чертам строения профиля выделены отделы, которые объединяют более 200 типов почв. В пределах отдела основной классификации остается почвенный тип, подтипы представляют собой звенья переходов между типами или отделами почв. Впервые в систему морфологической классификации естественных почв вошли антропогенно-преобразованные почвы (АПП), которые в зависимости от размеров антропогенной трансформации или выделены в самостоятельные отделы, или входят в общие с естественными почвами отделы. Первые стадии агрогенеза учитываются на уровне подтипа естественных почв.

Представленная на втором, третьем и четвертом (1996, 2000, 2004) съездах докучаевского общества почвоведов России новая генетическая классификация получила объективную научную оценку, но не была принята.

Западноевропейская школа классификации почв в XX в. развивалась под большим влиянием докучаевских идей, особенно под влиянием учения о типах почв. Так, под руководством Ф. Дюшофура и Ж. Обер французские почвоведы в 1964—1967 гг. выделили 12 классов почв на основе единства почвообразовательных процессов, в пределах классов — подклассы в зависимости от особенностей водного, теплового режимов, степени дренированности, характера гумусированности почв, внутри подклассов — группы, соответствующие типам почв русской школы.

Немецкие почвоведы Е. Раманн, В. Кубиена, Е. Мюккенхаузен (1960—1975) в основу классификации положили представление о почве как о специфическом продукте трансформации литосферы. При этом они учитывали: 1) направление и степень миграции растворенных и коллоидных веществ; 2) различие в строении почвенного профиля; 3) внутреннюю структуру почв, обусловленную материнской породой; 4) динамику почвообразования под влиянием первых трех факторов.

Почвы в немецкой классификации делятся на отделы в зависимости от миграции веществ, на классы — по сходству строения профиля, на типы — в зависимости от свойств и последовательности горизонтов. Сходные представления имеют место в классификационных системах Великобритании и других стран Европы, а также Новой Зеландии.

В американском почвоведении длительное время (1910) господствующим был агрогеологический подход, на основе которого страна была разделена на 13 провинций, в каждой из них выделялись почвенные серии, а по гранулометрическому составу — и типы. Под влиянием докучаевских идей почвоведы США (К.Ф. Марбут, К. Шоу) составили новую классификацию, где почвы делились на категории, порядки, подпорядки и др. Однако она просуществовала недолго. В 1938 г. была официально принята зональная схема классификации, разработанная на принципах Н.М. Сибирцева, Я.Н. Афанасьева и других русских ученых, которая в 1975 г. была заменена новой под названием «Почвенная таксономия» (Гай Д. Смит). В ней выделяются следующие единицы: порядок, подпорядок, большая группа, подгруппа, семейство и серия. Большие группы примерно отвечают типам, а подгруппы — подтипам русской школы. В этой классификации генетические признаки используются при делении почвы на группы и подгруппы, морфологические — при делении на порядки и подпорядки.

В общем ни одну из классификаций мирового почвоведения нельзя считать окончательной. Выступая на I Международном конгрессе почвоведов в Вашингтоне (1927), первый заведующий кафедрой почвоведения БГСХА (1921–1935) Я.Н. Афанасьев в докладе «Классификационная проблема в русском почвоведении» сказал: «Каждая классификация является своего рода философской системой почвоведения (в логических схемах и символах), отображающей как общее кредо, так и достижения своего времени». Эта точка зрения актуальна и в настоящее время. Испробовано множество возможностей для сближения мнений различных школ.

По инициативе и под эгидой ФАО, ЮНЕСКО, Международного общества почвоведов проводится работа по созданию Международной реферативной базы почвенной классификации. Уже предложена новая группировка почв, в которой использованы диагностика и таксономические единицы, разработанные при составлении Почвенной карты мира ФАО/ЮНЕСКО в масштабе 1:5 000 000. Во всем этом участвуют и белорусские почвоведы.

14.2. Принципы классификации и систематики почв Беларуси

Принципы, положенные в основу классификации почв Беларуси, в общих чертах были заложены в трудах Я.Н. Афанасьева (1926, 1933), В.П. Касаткина (1928), дальнейшее развитие они получили в работах

Н.П. Булгакова, А.Г. Медведева, В.М. Пилько, П.П. Рогового, В.Н. Четверикова (1948). На основании этого был разработан *номенклатурный список почв республики* (1952, 1960), который совершенствовался, расширялся. В настоящее время в нем насчитывается 13 типов почв, включающих более 450 разновидностей (Н.И. Смеян, Т.Н. Пучкарева, Г.А. Ржеутская и др., 1990), и пока этот список заменяет общепризнанную классификацию. Построенный по генетическому принципу, он отражает естественное разнообразие почв, включает почвы, генетически измененные во времени в процессе сельскохозяйственного (или иного) использования территории. В отличие от ранее существовавших, этот список дополнен номенклатурой низших таксономических единиц, отражающих агропроизводственные свойства почв, и включает ряд дополнительно выделенных типов почв (подзолистых, болотно-подзолистых, антропогенных).

В табл. 14.1 приведен фрагмент схемы.

Таблица 14.1

**Типы и подтипы почв Беларуси («почвенные единицы»
в системе ФАО/ЮНЕСКО — в скобках)**

№ п/п	Тип почв	Подтип почв
1	Дерново-карбонатные (регосоли, рендзины)	Типичные Выщелоченные Оподзоленные
2	Бурые лесные (камбисоли)	Остаточно карбонатные
3	Подзолистые (подзолуви-соли)	Собственно подзолистые
4	Дерново-подзолистые (лювисоли)	Дерново-палево-подзолистые Дерново-подзолистые (белесые) Дерново-подзолистые эродированные Дерново-подзолистые окультуренные
5	Подзолистые заболоченные	Подзолистые заболоченные
6	Дерново-подзолистые за-болоченные (подзолуви-соли, альбелювисоли)	Поверхностно-оглеенные Грунтово-оглеенные Поверхностно-оглеенные осушенные Грунтово-оглеенные осушенные
7	Болотно-подзолистые	Торфянисто-подзолисто-глеевые Торфянисто-подзолисто-глеевые осушен- ные

Окончание табл. 14.1

№ п/п	Тип почв	Подтип почв
8	Дерновые заболоченные (глейсоли)	Дерново-поверхностно-глееватые Дерново-поверхностно-глеевые Дерново-грунтово-глееватые Дерново-грунтово-глеевые Дерново-поверхностно-глеевые осушенные Дерново-поверхностно-глееватые осушенные Дерново-грунтово-глееватые осушенные Дерново-грунтово-глеевые осушенные
9	Торфяно-болотные низинные (гистосоли терриковые)	Торфяно-глеевые Торфяные Торфяно-глеевые осушенные Торфяные осушенные
10	Торфяно-болотные верховые (гистосоли ферриковые)	Торфяно-глеевые Торфяные Торфяно-глеевые осушенные Торфяные осушенные
11	Аллювиальные (пойменные) дерновые и дерновые заболоченные (флювисоли)	Неразвитые Оподзоленные Слабоглееватые Глееватые Глеевые Глееватые и глеевые осушенные
12	Аллювиальные болотные (флювисоли гистиковые)	Иловато-перегнойно-глеевые Иловато-торфяно-глеевые Иловато-торфяные Иловато-перегнойно-глеевые осушенные Иловато-торфяно-глеевые осушенные Иловато-торфяные осушенные
13	Антропогенно-преобразованные почвы (антросоли и др.)	Рекультивированные Антропогенно-деградированные Антропогенно-нарушенные Антропогенно-засоленные Вторично заболоченные

Классификационная схема является рабочей и по настоящее время. Составленный в 2001 г. на ее основе номенклатурный список почв с включением антропогенно-преобразованных почв и состоящий из 426 названий является рабочим и научным документом почвенно-картогра-

фических и землеоценочных работ. На этой основе осуществляется агропроизводственная группировка и бонитировка, разработаны адаптивно-ландшафтные системы земледелия, мероприятия по управлению плодородием и т.д. Все эти материалы являются фундаментом в работе специалистов агропромышленного комплекса.

Однако появление новых знаний о почвах, наличие гидроморфизма на значительной части территории, различий по степени окультуренности послужили основанием разработок новых классификационных схем. В частности, Т.А. Романова (2004) положила в основу деления почв гидрологический подход, разделяя их по особенностям водного режима на верхнем уровне, а на видовом уровне — по учету антропогенного фактора. В 2007 г. разработана новая классификация на основе профилно-генетически-факторного принципа. Н.И. Смеян и Г.С. Цытрон все почвы разделили на три отдела (естественные, антропогенно-естественные и антропогенно-преобразованные) с последующим разделением их на классы по преобладающему фактору почвообразования.

В отделе естественных почв выделены автоморфные, полугидроморфные и гидроморфные, в отделе антропогенно-естественных — автоморфные, полугидроморфные, осушенные и в отделе антропогенно-преобразованных — агрогенные и техногенные классы почв. По сходству основных элементов строения профиля и единству создающих их процессов почвообразования в каждом классе выделены подклассы. За подклассом следует тип, который, как и в предыдущих классификациях, является основной таксономической единицей. Авторами указана корреляция почв новой классификационной схемы с действующей до настоящего времени классификацией почв Беларуси (Н.И. Смеян, Т.Н. Пучкарева, Г.А. Ржеутская и др., 1990).

Надподтип — новая таксономическая единица. Она предложена для выделения в типах групп почв ниже типа, но выше подтипа для отображения разнообразия степеней гидроморфизма (слабоглееватые, глееватые, глеевые, остаточно-глееватые, остаточно-глеевые).

14.3. Система таксономических единиц

Таксономические единицы (таксоны) в почвоведении — это последовательно соподчиненные систематические категории, отражающие объективно существующие группы почв в природе. Они показывают место или ранг почвы в системе и характеризуют точность их определения (от греч. *taxis* — строй, порядок, от лат. *takso* — оцениваю и *nomos* — закон).

Современная система таксономических единиц была принята Академией наук СССР в 1958 г. В ее основе лежит докучаевское учение о типе почвы, основной таксономической единице.

Тип почвы — группа почв, развивающихся в одинаковых биологических, климатических, гидрологических условиях и характеризующихся ярким проявлением основного процесса почвообразования при возможном сочетании с другими процессами, а также однотипностью почвенных режимов, строения почвенного профиля, процессов поступления органических веществ и их трансформации, процессов разложения минеральной массы, миграции и аккумуляции веществ, что в итоге определяет сходство мероприятий по управлению плодородием. В разных странах он называется по-разному: во Франции — *groupe du sol*; США, Канаде — *great soil group*; Германии — *bodentip*; ФАО/ЮНЕСКО — *soil unit*.

Подтипы почв выделяются в пределах типа и представляют собой группы почв, качественно различающихся по протеканию основного или налагающихся процессов, обусловленных различием в составе почвообразующих пород, гидрологическом режиме, изменением основного признака почв (дерновые типичные, дерновые оподзоленные и др.). В зависимости от суммы активных температур ($> 10^\circ\text{C}$) на глубине 20 см и продолжительности периода отрицательных температур на той же глубине выделяют фациальные подтипы: теплые, умеренные, холодные и т.д.

Роды почв выделяются в пределах подтипа и показывают влияние местных условий (химизма и режима грунтовых вод, состава почвообразующих пород) на качественные генетические особенности почв: карбонатность, ожелезнение, реликтовые признаки и т.д.

Виды почв в пределах рода характеризуют различия в свойствах и строении почв, связанные с особенностями протекания основного почвообразовательного процесса, характером антропогенного воздействия: слабоподзолистые, слабоэродированные, окультуренные и др.

Разновидности почв определяются по гранулометрическому составу верхних горизонтов и почвообразующих пород: суглинистые, супесчаные и др.

Разряды почв характеризуют генетические свойства почвообразующих пород: моренные, покровные, флювиогляциальные и другие отложения.

Таксономические единицы выше типа окончательно не установлены (классы и подклассы, ассоциации и семейства), т.е. по мере накопления знаний о почвах они, как и классификация, могут корректироваться и дополняться.

14.4. Номенклатура и диагностика почв

Номенклатура почв — наименование почв в соответствии с их свойствами и положением в систематике. В мировом почвоведении имеются три главных направления в номенклатуре почв, каждое из них опирается на свою систему диагностики и классификации почв.

Русское направление основано В.В. Докучаевым, использовавшим общий принцип научной терминологии, согласно которой почвам даны лаконичные, однозначные, по существу символические названия с использованием народной лексики: подзол, белозём, серозём, чернозём, бурые почвы, т.е. в основу названия положена окраска. Позднее Н.М. Сибирцев усложнил номенклатуру почв вторым словом, указывающим на особенности свойства почвы или процесса почвообразования: чернозём шоколадный, почва светло-серая лесная, темно-каштановая, бурая лесная, бурая полупустынная и др. Широкое использование получили географические термины — чернозём северный, южный; экологические — почвы болотные, луговые, тундровые, арктические.

Номенклатура почв в *белорусском почвоведении* содержит полное название почвы, в котором последовательно приведены наименования типа, подтипа, рода, вида, разновидности и разряда, т.е. из названия почвы ясны ее главные признаки. Например, дерново-подзолистая (тип), белесая (подтип), остаточно-карбонатная (род), слабоподзолистая (вид), легкосуглинистая (разновидность), на лёссовидном суглинке (разряд).

Международная номенклатура почв ФАО содержит либо традиционные международные названия почвенных единиц, либо названия, составленные из греческих, латинских или русских корней с добавлением «zem» или «sol»: чернозём, подзол, солончак, солонец, каштанозём, подзолувисоль. К ним добавляются подъединицы: богатые, бедные, карбонатные или серные флювисоли (Thionic fluvisols) и др.

Дискуссии о номенклатуре почв продолжаются.

Диагностика почв — описание почв с целью установить совокупность признаков, по которым они могут быть отнесены к тому или иному типу или классификационному подразделению. Главными диагностическими методами являются профильно-морфологический и сравнительно-географический, на основе которых можно установить тип почвы. Все остальные методы, используемые в почвоведении, при комплексном подходе позволяют прийти до низких таксономических уровней (видов, подвидов, разновидностей, разрядов).

При характеристике пахотных почв большое значение имеют показатели их агрохимических, агрофизических, биологических свойств и результаты учета урожая.

Диагностические показатели для агронома — исходные данные по управлению плодородием. Например, содержание гумуса в почве позволяет спрогнозировать получение возможного урожая, содержание подвижных соединений питательных элементов дает возможность экономно использовать макро- и микроудобрения, показатель pH_{KCl} свидетельствует о необходимости известкования, гранулометрический состав — о сочетании водно-воздушных свойств и т.д. На их основе производится агропроизводственная группировка почв, что позволяет определить структуру посевных площадей и т.д.

Глава 15

ПОЧВЕННО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Почвенно-географическое районирование — разделение территории на почвенно-географические районы, однородные по структуре почвенного покрова, сочетанию факторов почвообразования и характеру возможного сельскохозяйственного использования. Его основой является установление географических закономерностей распространения почв, вытекающих из различия в природных условиях на земной поверхности.

15.1. Закономерности географического распределения почв

Почвенно-географическое районирование является основой учения В.В. Докучаева о *широтно-горизонтальной и вертикальной зональности почв*, общие закономерности которого он сформулировал в 1899 г. К формированию понятия о почвенных зонах его привело учение о факторах почвообразования.

В.В. Докучаев писал: «Раз все почвообразователи располагаются на поверхности в виде поясов или зон, вытянутых более или менее параллельно широтам, то и почвы наши — чернозёмы, подзолы и др. — должны располагаться на земной поверхности зонально, в строжайшей зависимости от климата, растительности и др.».

Составленная им на этой основе первая схема почвенных зон в масштабе 1:50 000 000 всего Северного полушария демонстрировалась

в 1900 г. на Всемирной выставке в Париже. На схеме были выделены пять мировых зон: 1) бореальная (арктическая); 2) лесная; 3) черно-зёмных степей; 4) аэральная с подразделением на каменистые, песчаные, лёссовые и солончаковые пустыни; 5) латеритная. В лесной зоне были показаны аллювиальные равнины. Все почвенные зоны имели широтное направление.

Ученые позднее доказали, что на каждом континенте распределение зон имеет свои особенности, что горизонтальные зоны не опоясывают земной шар, а встречаются в виде «островов» среди других почвенных зон или могут полностью отсутствовать. Более или менее строго принцип горизонтальной зональности соблюдается на обширных пространствах Русской равнины. Для Северного и Южного полушарий в чередовании зон наблюдается асимметрия. Например, зона тундры в Южном полушарии отсутствует на Мальдивских островах, хотя они входят в бореальный пояс. В арктическом поясе расположены рядами типичные арктические и гумусовые почвы, в широтных подзонах тундровой зоны сочетаются тундровые глеевые почвы и торфяники.

Мысль о вертикальной зональности почв в горах была высказана В.В. Докучаевым одновременно с учением о горизонтальной зональности. Изучив расположение природных почвенных зон в горах Кавказа, он в 1899 г. писал: «Так как вместе с поднятием местности всегда закономерно изменяется климат, растительность и животный мир... также закономерно должны изменяться почвы по мере поднятия от подножия гор... к вершинам, располагаясь в виде тех же последовательных, но уже не горизонтальных, а вертикальных зон».

Позднее К.Д. Глинка, С.С. Неуструев, С.А. Захаров и другие в своих работах выявили несоответствие между этой общей схемой и действительным расположением почвенных зон в горах. Установлено, что в горах имеется большее разнообразие биоклиматических условий и типов почв, чем на равнинах, и что каждая горная страна характеризуется определенными типами структур вертикальной зональности. Различия в типах структур определяют положение горной страны в системе горизонтальных почвенных зон; высота горной страны; ее положение по отношению к движению воздушных масс, изолированность от морей другими горными системами; наличие температурных инверсий на разных склонах одного и того же хребта. В силу этих причин наветренные склоны получают очень много осадков, подветренные — очень мало, поэтому в первом случае преобладают влажно-лесные и горно-луговые почвы, во втором — горные пустынные, горные степные и горно-лугово-степные с резкими переходами между зонами. Поэтому

имеют место *интерференция* — выпадение отдельных почвенных зон; *инверсия*, когда нижние зоны располагаются выше, чем положено по аналогии с горизонтальными; *миграция*, когда одна зона проникает в другую (С.А. Захаров). Эти понятия объясняют отсутствие горных чернозёмов между зонами каштановых и горно-луговых почв в горах Южного Закавказья, смену горно-лесных подзолистых почв не тундрой, как на равнинах, а субальпийскими и альпийскими лугами, проникновение одних почв в другие по горным долинам.

15.2. Таксономические единицы почвенно-географического районирования

Выделяют следующие таксономические единицы почвенно-географического районирования.

1. Почвенно-биоклиматический пояс.
2. Почвенная биоклиматическая область.

Для равнинных территорий

Для горных территорий

3. Почвенная зона

3. Горная почвенная провинция
(вертикальная структура почвенных зон)

4. Почвенная провинция

4. Вертикальная почвенная зона

5. Почвенный округ

5. Горный почвенный округ

6. Почвенный район

6. Горный почвенный район

Почвенно-биоклиматический пояс — совокупность почвенных зон и вертикальных почвенных структур (горных почвенных провинций), объединенных сходством радиационных и термических условий. Таких поясов пять: полярный, бореальный, суббореальный, субтропический, тропический. Основой для их выделения является сумма среднесуточных температур выше 10 °С за вегетационный период (см. гл. 2).

Почвенно-биоклиматическая область — совокупность почвенных зон и вертикальных почвенных структур, объединенных в пределах пояса сходными условиями увлажнения, континентальности, почвообразования, выветривания и развития растительности. Области различаются по коэффициенту увлажнения Высоцкого—Иванова. Их шесть: очень влажные, избыточно влажные, влажные, умеренно сухие, засушливые (сухие), очень сухие (см. гл. 2). Почвенный покров области более од-

нороден, чем в поясе, но внутри нее могут выделяться интразональные почвы.

Почвенная зона — составная часть области, ареал распространения зонального почвенного типа и соответствующих ему интразональных почв. В каждую область входят две-три почвенные зоны.

Подзона — часть почвенной зоны, вытянутая в том же направлении, что и зональные подтипы почв.

Почвенная фация — часть зоны, отличающаяся от других частей по температурному режиму и сезонному режиму увлажнения.

Почвенная провинция — часть почвенной фации, отличающаяся теми же признаками, что и фация, но при более дробном подходе.

Почвенный округ выделяется в пределах провинции по особенностям почвенного покрова, обусловленным характером рельефа и почвообразующих пород.

Почвенный район — часть почвенного округа, характеризующаяся однотипной структурой почвенного покрова, т.е. закономерным чередованием тех же сочетаний почв.

Горная почвенная провинция аналогична почвенной зоне на равнине.

Вертикальная почвенная структура — ареал распространения четко определенных вертикальных почвенных зон, обусловленного положением горной страны или ее части в системе биоклиматической области и главными особенностями ее общей орографии.

Значение остальных таксономических единиц одинаково для равнинных и горных территорий.

Опорными единицами почвенно-географического районирования на равнинных территориях являются почвенные зоны, а в горах — горные почвенные провинции.

15.3. Почвенно-географическое районирование территории Республики Беларусь

Территория Республики Беларусь расположена в бореальном (умеренно холодном) поясе, входит в Центральную таёжно-лесную область, подзону дерново-подзолистых почв южной тайги. По схеме естественноисторического районирования, проведенного в 1947 г. И.С. Лупиновичем, в 1958 и 1962 гг. — Н.Н. Розовым, Е.Н. Ивановой и другими, она была разделена на две провинции.

1. Прибалтийская провинция дерново-подзолистых слабогумусовых почв, которая охватывает часть республики, расположенную севернее линии Ошмяны — Могилёв — Дубровно.

2. Белорусская провинция дерново-подзолистых слабогумусовых почв и низинных болот, которая охватывает всю территорию южнее линии Ошмяны — Могилёв — Дубровно.

На основе новых сведений о почвах с 1974 г. территория Беларуси поделена на три почвенные провинции, которые резко отличаются друг от друга по рельефу, температурному режиму, характеру почвенного покрова, степени проявления эрозии и заболачивания, а также по ряду факторов, определяющих перспективные возможности развития различных отраслей сельского хозяйства (Н.И. Смеян, И.Н. Соловей): Северную (Прибалтийскую), Центральную (Белорусскую), Южную (Полесскую).

Каждая из них занимает обширную территорию, их границы тянутся в широтных направлениях. В свою очередь провинция делится на почвенно-климатические округа и агропочвенные районы и подрайоны (табл. 15.1). Наименование последних устанавливалось по их географическому положению с указанием населенных пунктов и преобладающих почв и их сочетаний.

Северная (Прибалтийская) провинция занимает 29,7% территории, она наиболее холодная (среднегодовая температура 4,5...5,0 °С), осадков выпадает от 550 до 700 мм, длина вегетационного периода 170...140 дней. В почвенном покрове преобладают дерново-подзолистые почвы, чередующиеся с дерново-подзолистыми заболоченными. Северная провинция делится на два округа и восемь агропочвенных районов.

Центральная (Белорусская) провинция занимает 42,7% территории, она неоднородна по климатическим показателям: среднегодовые температуры изменяются от 7,3 на западе до 5,0 °С на востоке, длина вегетационного периода соответственно от 200 до 192 дней, количество осадков в среднем составляет 550...600 мм. Почвенный покров сложен и многообразен как по особенностям строения почвообразующих и подстилающих пород, так и по проявлению почвообразовательных процессов. Он представлен дерновыми и дерново-подзолистыми почвами нормального увлажнения и с признаками заболачивания, а также торфяно-болотными и пойменными почвами. Провинция разделена на три почвенных округа, включающих семь агропочвенных районов.

Южная (Полеская) провинция занимает 27,6 % территории республики. Рельеф ее равнинный, с системой плоских, переходящих друг в друга и примыкающих к озерам речных террас. На рельефе провинции «отложились» работы древних и современных рек. Это наиболее теплая провинция, вегетационный период длится 195...210 дней, сумма осадков составляет 500—550 мм, среднегодовая температура 7,0...8,2 °С. Почвенный покров сложен и многообразен из-за пестроты строения почвообразующих пород и крайней изменчивости степени увлажнения.

Таблица 15.1

Схема почвенно-географического районирования территории Республики Беларусь (Н.И. Смеян, И.Н. Соловей, 1974)

Почвенная провинция	Почвенно-климатический округ	Агропочвенный район и подрайон	Площадь	
			тыс. км ²	%
I. Северная (Прибалтийская)	I-А. Северо-западный	1. Браславско-Глубокский	61,6	29,7
			32,0	15,4
			7,0	3,4
		а) Браславско-Миорский	3,0	1,3
		б) Поставско-Глубокский	4,0	1,9
		2. Шарковщинско-Верхнедвинский	3,8	1,8
		3. Полоцкий	3,8	1,8
		4. Вилейско-Докшицкий	17,4	8,4
	I-Б. Северо-восточный	5. Сенненско-Россонско-Городокский	29,6	14,3
			13,0	6,3
		6. Витебско-Льозненский	1,9	0,9
		7. Оршанско-Горецко-Мстиславский	4,23	2,0
		8. Шкловско-Чаусский	10,2	5,1
II. Центральная (Белорусская)	II-А. Западный	9. Гродненско-Волковысско-Лидский	88,3	42,7
			38,4	18,5
			23,9	11,5
		а) Гродненско-Волковысско-Слонимский	15,6	7,5
		б) Щучинско-Вороновско-Лидский	8,3	4,0
		10. Мостовский	6,4	3,1
		11. Новогрудско-Несвижско-Слуцкий	8,1	3,9

III. Южная (Полесская)	II-Б. Центральный	12. Ошмянско-Минский	21,1	10,2
			9,6	4,6
		13. Узденско-Осиповичско-Червенский	11,5	5,6
	II-В. Восточный		28,8	13,9
		14. Рогачевско-Славгородско-Кличевский	13,2	6,4
		15. Кировско-Гомельско-Хотимский	15,6	7,5
		а) Кировско-Кормянского-Гомельский	12,9	6,2
		б) Краснопольско-Хотимский	2,7	1,3
	III-А. Юго-западный		57,7	27,6
		16. Брестско-Дрогиченско-Ивановский	30,4	14,5
			5,2	2,5
		17. Ганцевичско-Лунинецкий	23,8	11,4
		а) Ганцевичско-Лунинецко-Житковичский	12,7	6,1
		б) Малоритский	5,1	2,5
		в) Столинский	3,4	1,6
		г) Пинский	2,6	1,2
		18. Туровско-Давид-Городокский	1,0	0,6
	III-Б. Юго-восточный		27,3	13,1
		19. Любанско-Светлогорско-Калинковичский	26,4	12,7
		а) Любанско-Светлогорско-Калинковичский	19,5	9,4
		б) Лельчицко-Ельско-Наровлянский	6,9	3,3
		20. Мозырско-Хойникско-Брагинский	0,9	0,4

Здесь формируются подзолистые, дерново-подзолистые и дерновые почвы автоморфного и гидроморфного типа, а также торфяные и аллювиальные почвы. Провинция разделена на два округа и пять агропочвенных районов.

Дополняют и детализируют особенности почвенного покрова в агропочвенных районах почвенно-экологические районы.

Браславско-Ушачско-Витебский. Район дерново-подзолистых суглинистых и супесчаных, часто заболоченных, а также средне- и сильно-эродированных почв моренных гряд и возвышенностей северной части Беларуси.

Шарковщинско-Верхнедвинский. Район дерново-подзолистых переувлажненных почв, на озерно-ледниковых суглинках и глинах Северно-Западного округа.

Полоцко-Сенненский. Район дерново-подзолистых, часто заболоченных суглинистых и супесчаных почв на моренных и водно-ледниковых отложениях пониженных равнинных территорий северной части Беларуси.

Вилейско-Докицкий. Район дерново-подзолистых, супесчаных, иногда завалуненных и заболоченных почв Нарочанско-Вилейской и Верхнеберезинской низменностей.

Оршанско-Мстиславский. Район дерново-подзолистых (палевых) слабо- и среднеэродированных почв на лёссах и лёссовидных отложениях Оршанской возвышенности и северной части Оршанско-Могилёвской равнины.

Ошмянско-Минский. Район дерново-подзолистых суглинистых и супесчаных, часто эродированных почв Ошмянской и Минской возвышенностей.

Столбцовско-Лидский. Район дерново-подзолистых супесчаных и песчаных, часто завалуненных почв Лидской равнины и Неманской низменности.

Гродненско-Волковысский. Район дерново-подзолистых связносупесчаных, иногда слабоэродированных и завалуненных почв Гродненской, Волковысской и Слонимской возвышенностей.

Новогрудско-Слуцкий. Район дерново-подзолистых, часто эродированных почв, сформировавшихся преимущественно на лёссовидных отложениях Новогрудской возвышенности и Копыльской гряды.

Стародорожский. Район дерново-подзолистых песчаных и супесчаных заболоченных и торфяно-болотных почв северной части Полесской низменности.

Березинско-Кличевский. Район дерново-подзолистых супесчаных и песчаных, часто заболоченных почв Центральноберезинской равнины.

Быховско-Хотимско-Ветковский. Район дерново-подзолистых супесчаных, часто заболоченных почв южной части Оршанско-Могилёвской равнины.

Каменеcko-Ивановский. Район дерново-подзолистых супесчаных и песчаных, часто заболоченных, иногда эродированных почв Прибугской равнины и Загородья.

Туровско-Давид-Городокский. Район дерново-перегнойно-карбонатных и дерновых заболоченных почв разного гранулометрического состава Юго-Западного округа.

Жлобинско-Речицко-Хойникский. Район дерново-подзолистых супесчаных, иногда эродированных почв сглаженных моренных гряд и возвышенностей южно-восточной части Беларуси.

Малорито-Лунинецко-Лоевский. Район дерново-подзолистых заболоченных песчаных и низинных торфяно-болотных почв Белорусского Полесья.

Почвенно-географическое и почвенно-экологическое районирование является основой для определения специализации и размещения сельскохозяйственного производства, оно входит в состав земельного кадастра, используется при бонитировке почв, экономической оценке земель и решений многих других сельскохозяйственных вопросов.

15.4. Структура почвенного покрова

Горизонтальная и вертикальная зональности почвенного покрова отражают изменения термических условий на всей суше и степени увлажненности на территориях с уравновешенной и недостаточной влажностью. Почвенная фациальность и провинциальность обусловлены в первую очередь изменениями континентальности климата в пределах почвенных зон, а также изменениями местных особенностей рельефа и почвообразующих пород. Зональность подчиняется *закону аналогичных топографических рядов* (С.А. Захаров), сущность которого заключается в том, что во всех почвенных зонах на повышенных элементах рельефа залегают почвы генетически самостоятельные (автоморфные), в понижениях — генетически подчиненные (гидроморфные и полугидроморфные), а на склоновых элементах рельефа — переходные, в которых по мере приближения к пониженной части рельефа усиливается аккумуляция подвижных веществ.

Изучение пестроты почвенного покрова показало, что она носит всеобщий характер. Ее обуславливает наличие различных форм неоднородностей, между которыми имеются связи, что привело к установлению понятия «структура почвенного покрова» (В.М. Фридланд, 1965).

Структура почвенного покрова — определенный тип строения почвенного покрова, т.е. состав и количественное соотношение входящих в него почв, характер образуемых им сочетаний почв, степень его пестроты и контрастности.

Основой понятия является **элементарный почвенный ареал (ЭПА)** — пространство, занятое каким-либо одним разрядом почвы. Его характеристика включает: 1) название почвы в соответствии с классификацией; 2) характеристику морфологии ареала: его площадь, форма, характер границ; 3) описание связи ЭПА с факторами почвообразования, формирования данной почвы и изменения ее под влиянием деятельности человека.

Размеры ЭПА колеблются в широких пределах: < 1 га — *мелкоконтурные*, 1...20 га — *среднеконтурные*, > 20 га — *крупноконтурные*. По форме они могут быть вытянутые, округлые и линейные (форму определяют отношением длины по наибольшей оси к длине по наименьшей оси). Для *вытянутых* ЭПА она лежит в пределах 2...5, для *округленных* — не превышает 2, для *линейных* — > 5.

Степень изрезанности ЭПА измеряется коэффициентом расчлененности (K_p):

$$K_p = \frac{S}{3,5A},$$

где S — периметр ЭПА; A — площадь ЭПА.

В зависимости от величины K_p различают четыре группы ЭПА: *нерасчлененные* — < 2; *слаборасчлененные* — 2...4; *среднерасчлененные* — 4...6; *сильнорасчлененные* — > 6.

ЭПА как исходные единицы географии почв образуют закономерные сочленения, многократное повторение которых и образует структуру почвенного покрова. Эти сочленения объединяются в виде *микро-, мезо- и макрокомбинаций*, которые могут быть *контрастными* и *неконтрастными*. В составе микрокомбинаций можно выделить *комплексы* и *пятнистости*, в составе мезокомбинаций — *сочетания* и *вариации*, *мозаики* и *ташеты* (В.М. Фридланд. Структура почвенного покрова мира. М., 1984).

Сложность структуры почвенного покрова создает трудности в использовании почв, от нее зависят не только размеры контуров пашни, но и пригодность некоторых территорий под пашню. Так, по данным Т.А. Романовой (1983), почвенный покров Беларуси можно разделить по величине коэффициента неоднородности на уровне мезоструктуры на шесть групп: при $K_n > 30$ земли не пригодны для исполь-

зования; при $K_n = 30 \dots 15$ земли можно использовать под многолетние травы; при $K_n < 15$ земли пригодны под пашню, но при $K_n = 15 \dots 10$ надо проводить локальные агротехнические и мелиоративные улучшения, а при $K_n = 10 \dots 5$ иногда следует подбирать культуры, слабо реагирующие на пестроту почвенного покрова.

По данным Н.И. Смеяна (1980), наиболее сложная мезоструктура — на территории Витебской и Ошмянской возвышенностей и Полесской низменности, где размер контура пашни колеблется от 2,5 до 10 га, в то время как в областях с более простой мезоструктурой он составляет 15...25 га.

Значение неоднородности структуры почвенного покрова учитывается при бонитировке почв и кадастровой оценке земель.

Глава 16

ПОЛЯРНЫЙ (ХОЛОДНЫЙ) ПОЯС (ПОЧВЫ АРКТИЧЕСКОЙ И СУБАРКТИЧЕСКОЙ ЗОН)

Полярная зона (зона арктических пустынь). Полярная зона характеризуется очень коротким холодным летом и долгой зимой с низкой температурой воздуха. Среднемесячная температура января — $16 \dots -32$ °С, июля — менее 8 °С. Это зона многолетней мерзлоты. В летний период почва успевает оттаять всего лишь на глубину 15...30 см. Ежегодно здесь выпадает от 40 до 400 мм осадков. Из-за низких температур коэффициент увлажнения больше единицы (осадки превышают испарение). Растительность арктических тундр — преимущественно мхи и лишайники с добавлением некоторых цветковых растений — произрастает в условиях сбалансированного, а иногда даже избыточного увлажнения. Фитомасса арктических тундр составляет 30...70 ц/га, полярных пустынь — 1...2 ц/га.

Наиболее распространенный тип автоморфных почв Арктики — аркто-тундровые почвы. Небольшая мощность их профиля (до 30 см) обусловлена глубиной сезонного оттаивания почвенно-грунтовой толщи. Дифференциация почвенного профиля из-за криогенных процессов выражена слабо. В почвах, сформированных в наиболее благоприятных условиях, хорошо выражен лишь растительно-торфянистый горизонт (A_0), значительно хуже — маломощный гумусовый горизонт (A_1).

В аркто-тундровых почвах благодаря избыточному атмосферному увлажнению и высоко расположенной поверхности многолетней мерз-

лоты, на протяжении короткого сезона положительных температур все время поддерживается высокая влажность. Эти почвы имеют слабую кислую или нейтральную реакцию (pH_{KCl} от 5,5 до 6,6) и содержат до 2,5...3,0% гумуса. На сравнительно быстро просыхающих участках с большим количеством цветковых растений образуются почвы с нейтральной реакцией и повышенным содержанием гумуса (4...6%).

Для некоторых участков арктических пустынь характерно большое накопление солей. На поверхности почв часты выцветы солей, а летом в результате миграции солей могут образовываться мелкие солончатые озера.

Тундровая (субарктическая) зона. Зона тундр на территории Евразии расположена на севере и представляет собой широкую полосу, большая часть которой находится за Северным полярным кругом (66°33' с.ш.). На северо-востоке континента тундровая зона распространяется значительно южнее, доходя до северо-восточной части побережья Охотского моря (примерно 60° с.ш.). В Западном полушарии она занимает почти всю Аляску и значительную площадь северной Канады. Тундровые ландшафты распространены также на южном побережье Гренландии, в Исландии, на некоторых островах Баренцева моря. Местами они встречаются в горах выше границы леса.

Зона тундр относится преимущественно к субарктическому климатическому поясу. Ее климатические условия характеризуются среднегодовой температурой в пределах от -2 до -12 °С. Средняя температура июля не превышает 10 °С, а средняя температура января опускается до -30 °С. Продолжительность безморозного периода — менее трех месяцев. Лето отличается высокой относительной влажностью воздуха (80...90%) и непрерывным солнечным освещением. Годовое количество осадков от 150 до 450 мм. Из-за низких температур их количество превышает испарение.

Практически повсеместно распространена многолетняя мерзлота. Почва оттаивает на глубину 0,2...1,6 м. Наличие близко расположенного от поверхности почвы плотного промерзшего грунта и избыточного количества атмосферных осадков обуславливает переувлажнение территории в безморозный период и, как следствие, ее заболачивание. Слой вечной мерзлоты сильно охлаждает почвенную толщу. Это затрудняет развитие растений и микроорганизмов, существенно сдерживает развитие почвообразовательного процесса.

Растительность тундры — кустарники, кустарнички, травянистые растения, мхи и лишайники. Древесных форм здесь, как правило, нет. Почвенная микрофлора представлена бактериями, грибами, актиноми-

цетами. При этом бактерий в тундровых почвах в 10–12 раз больше, чем в арктических (до 3800 тыс. в 1 г почвы).

В зоне тундры основные почвообразующие породы — различные типы ледниковых отложений. Здесь наиболее распространены тундрово-глеевые почвы. Они формируются в условиях затрудненного дренажа почвенно-грунтовых вод и дефицита кислорода. Для них, как и для других типов тундровых почв, характерно накопление слаборазложившихся растительных остатков, благодаря которым в верхней части профиля располагается хорошо выраженный торфянистый горизонт (A_T), состоящий преимущественно из органического вещества. Ниже находится маломощный (1,5...2,0 см) гумусовый горизонт (A_1) коричнево-бурого цвета. Он имеет близкую к нейтральной реакцию среды и содержит от 1 до 3% гумуса. Под гумусовым горизонтом залегает голубовато-серый глеевый горизонт (G). Он образуется в результате восстановительных процессов в условиях избыточного увлажнения почвенной толщи. Глеевый горизонт продолжается до верхней границы вечной мерзлоты. Иногда между гумусовым и глеевым горизонтами обособляется маломощный пятнистый горизонт, отличающийся чередованием серых и ржавых пятен. Мощность почвенного профиля, как правило, соответствует глубине сезонного оттаивания почвы.

В некоторых районах тундры возможно земледелие. Вокруг крупных промышленных центров выращивают картофель, капусту, лук, в теплицах — многие другие культуры.

К сожалению, из-за активного освоения природных богатств Севера встала проблема охраны почвенного покрова тундры. Транспорт, буровые установки, строительные машины наносят почве тундры непоправимый ущерб, для устранения которого требуются многие десятилетия. Нарушение почвенного покрова наносит вред и всей уникальной природе тундры. Поэтому необходим самый строгий контроль над хозяйственной деятельностью человека в этой зоне.

Глава 17

БОРЕАЛЬНЫЙ (УМЕРЕННО ХОЛОДНЫЙ) ПОЯС. ТАЁЖНО-ЛЕСНАЯ ЗОНА

Бореальный пояс на территории Евразии занимает 11 212,5 тыс. км². Почвы этого пояса покрывают значительную часть территории Северной Канады и севера США. На территории России и Беларуси он включает Западную лугово-степную, Центральную таёжно-лесную, Восточно-Си-

бирскую мерзлотно-таёжную и Дальневосточную таёжно-лугово-лесную области.

Большую часть бореального пояса, 52% территории СНГ (около 1150 млн га), занимает таёжно-лесная зона, которая на севере граничит с тундрой, на юге — с лесостепной зоной. Она делится на три подзоны: северная тайга с глееподзолистыми почвами, средняя тайга с подзолистыми почвами и южная тайга с дерново-подзолистыми почвами. В подзону южной тайги входит территория Беларуси.

17.1. Условия почвообразования

Природные условия таёжно-лесной зоны в разных ее частях разнообразны, что объясняется широтно-зональной изменчивостью климата, сменой почвообразующих пород и форм рельефа, определяющих характер растительного покрова и разнообразие почв.

Климат. Климат зоны умеренно холодный, отличается континентальностью в районах Западной и Восточной Сибири, муссонным характером на Дальнем Востоке. На западе таёжно-лесной зоны, в том числе на территории Беларуси, основным климатообразующим фактором является ее широтное положение, определяющее количество поступающей солнечной радиации. Средняя годовая температура воздуха изменяется от 7,4 °С на западе Беларуси до -3,0...-7,8 °С в Западной Сибири, до -7...-16 °С в Восточной Сибири и до 7,5 °С на Дальнем Востоке. Сумма активных температур ($> 10\text{ °C}$) колеблется от 400 до 2600 °С, продолжительность вегетационного периода составляет 76...230 дней, осадков за год выпадает 350...750 мм. Около 70% осадков приходится на теплое время года. Коэффициент увлажнения в зоне в целом и в Беларуси изменяется в интервале 1,1—1,33, что обеспечивает промывной тип водного режима, за исключением многих районов Восточной Сибири, которые характеризуются недостаточным увлажнением и, кроме промывного, мерзлотным водным режимом.

На территории Беларуси сумма активных температур колеблется от 2000 до 2700 °С, годовая сумма осадков составляет 540...700 мм, продолжительность теплого периода (температура выше 0 °С) на юго-западе — 250...260 дней, на северо-востоке — 220...230 дней.

Почвообразующие породы. Наиболее распространены ледниковые (карбонатные и бескарбонатные моренные суглинки) и водно-ледниковые (флювиогляциальные) отложения, которые в Беларуси представлены песками, супесями и реже суглинками. Кроме них, часть террито-

рии республики занимают лёссы, лёссовидные суглинки и органогенные отложения в виде торфа.

В северо-западных районах таёжно-лесной зоны встречаются ленточные глины, в поймах больших и малых рек — современные аллювиальные отложения, на территории древних речных террас — древнеаллювиальные отложения.

Рельеф. Европейская часть зоны расположена в пределах Русской равнины, западную часть которой занимает Беларусь. Свыше 60% площади Русской равнины составляют низменности (самая большая — Полесская), 30% приходится на возвышенные холмы и около 10% — на платообразные равнины. Средняя высота ее поверхности над уровнем моря около 160 м.

Западносибирская часть таежно-лесной зоны расположена в пределах Западно-Сибирской низменности, а восточнее р. Енисея располагаются Среднесибирское плоскогорье и горные системы Восточной Сибири и Дальнего Востока. Горные хребты чередуются с равнинами и низменностями, сложенными четвертичными и третичными суглинками и песчаными отложениями. На склонах облесенных гор залегают кислые плотные породы со сложным щербистым элювием.

Растительность. Преобладающий тип растительности — леса. В подзоне северной тайги расположены изреженные хвойные и хвойно-лиственные леса, под пологом которых развиваются мхи и болотная растительность. Продуктивность биоценоза — 30 ц/га в год.

В подзоне средней тайги преобладают темнохвойные леса, под пологом которых развивается мощный моховой покров; травянистая растительность сильно изрежена. Обширные территории заняты болотами, на песчаных породах формируются боры-беломошники. Продуктивность биоценоза — 30...50 ц/га в год.

Подзона южной тайги в европейской части (в том числе в Беларуси) представлена хвойными лесами с примесью лиственных пород (береза, осина, дуб, ясень, клен). Хорошо развит травянистый покров. В Западной Сибири расположены лиственные леса. На Дальнем Востоке встречаются темно- и светлохвойные и широколиственные леса. Продуктивность биоценоза — 80...100 ц/га.

Почвы. Разнообразие природных условий обуславливает пестроту почвенного покрова. Общими для почв таёжно-лесной зоны являются переувлажнение, кислая реакция, обогащенность полутораоксидами, низкое содержание гумуса. Преобладающие элементарные почвообразовательные процессы, влияющие на почвенный покров, — гумусообразование, оподзоливание, лессиваж, болотный процесс, а в Восточной

Таблица 17.1

Распределение почв и сельскохозяйственных угодий по областям Беларуси, % (на 1 января 2002 г.)

Область	Угодья	Дерновые и дерново- карбонатные	Дерново- подзоли- стые	Дерново- подзоли- стые забо- лоченные	Дерновые и дерново- карбонатные заболоченные	Поймен- ные дер- новые	Торфяно- болотные	Антропогенно- нарушенные
Брестская	Пашня	0,1	32,9	31,4	19,9	1,3	10,9	3,5
	С.-х. угодья	0,1	20,3	25,4	26,0	4,0	18,8	5,4
Витебская	Пашня	—	33,8	62,3	0,8	0,3	1,6	1,2
	С.-х. угодья	—	29,2	59,7	2,6	1,4	5,3	1,8
Гомельская	Пашня	—	42,3	38,5	6,8	1,3	8,1	3,0
	С.-х. угодья	—	27,4	35,1	10,3	7,2	14,2	5,3
Гродненская	Пашня	0,2	65,5	30,8	2,7	0,3	0,3	0,2
	С.-х. угодья	0,1	47,2	28,4	12,7	2,8	7,8	1,0
Минская	Пашня	—	51,6	34,0	4,3	0,3	7,6	2,2
	С.-х. угодья	—	39,6	32,6	7,0	1,9	14,7	4,2
Могилёвская	Пашня	0,1	47,0	40,5	5,4	0,5	4,8	1,7
	С.-х. угодья	—	34,3	37,2	10,2	3,7	11,3	3,3
По Беларуси	Пашня	0,1	47,0	40,5	5,4	0,5	4,8	1,7
	С.-х. угодья	—	34,3	37,2	10,2	3,7	11,3	3,3

Сибири, кроме того, мерзлотные процессы. Общие их черты изложены в гл. 1.

Ниже рассматриваются почвы зоны на примере почв Республики Беларусь, включенных в схему «Номенклатурный список почв». Распределение наиболее распространенных из них по областям приведено в табл. 17.1.

17.2. Подзолистые почвы

Типичные подзолистые почвы образуются под хвойными и смешанными лесами в условиях промывного водного режима при сезонном промораживании на суглинистых моренах, покровных суглинках, суглинистых делювиальных и элювиально-делювиальных отложениях кислых пород. Для их формирования характерно периодическое переувлажнение верхней части профиля весной при снеготаянии и осенью перед установкой снежного покрова.

Генезис. Первая научная гипотеза о происхождении подзолистых почв была высказана минералогом А. Крыловым (1873), обнаружившим форменные кремнистые тельца в подзоле Могилёвской губернии, которые он отнес к кремнистым породам растительного происхождения.

В дальнейшем В.В. Докучаев (1880) на примере подзолистых почв Смоленской губернии пришел к выводу, что они образовались в лесах при существенном участии болотной (моховой) растительности. Кстати, термин «подзол» был взят им из народного лексикона Смоленской губернии. Продолжением работ В.В. Докучаева являются исследования А.В. Георгиевского, доказавшего, что подзолистый горизонт промывается растворами органических кислот, просачивающимися из растительного слоя, и что горизонты A_1A_2 формируются одновременно в тесной генетической связи.

Обстоятельный разбор биохимии подзолообразования содержится в трудах Н.М. Сибирцева (1909), обобщившего исследования П.А. Костычева, С. Козловского, Раманна, Мюллера и других, касающиеся судьбы выносимых минеральных и органических веществ. Заслуживает быть отмеченной коллоидно-химическая теория К.К. Гедройца, считавшего агентом оподзоливания воду, диссоциирующуюся на H^+ и OH^- и обогащенную H_2CO_3 . Она выщелачивает из почвы сначала простые соли, а потом ион H^+ вытесняет основания из гуматной и алюмосиликатной частей почвенного поглощающего комплекса. В результате ППК переходит в диспергированное состояние и разлагается на оксиды кремния, железа и алюминия, которые выносятся и осаждаются

в горизонте В. Объектом оподзоливания, по теории К.К. Гедройца, являются почвы, насыщенные основаниями, что считается слабой стороной этой теории.

Против теории К.К. Гедройца выступил В.Р. Вильямс (1935), выдвинувший перегнойно-кислотную теорию, рассматривая подзолообразование как разрушение почвенных минералов группой специфических кислот (креновых или фульвокислот по современной терминологии), образующихся при разложении растительности в кислой среде грибной микрофлорой.

Современные представления о подзолообразовании представлены в работах И.В. Тюрина, С.П. Яркова, А.А. Роде, И.С. Кауричева, В.В. Пономарёвой и др. По В.В. Пономарёвой (1964, 1980), генезис подзолистых почв под лесом связан с особыми биоклиматическими и биогеохимическими условиями. Он обусловлен: 1) обедненностью растительного опада азотом и зольными элементами; 2) пониженными температурами и промывным водным режимом; 3) особенностью биоклиматических превращений опада — замедлением микробной деятельности, преобладанием грибного кислотообразующего разложения, консервацией лесного опада в виде подстилки, продуцированием в подстилке и вымыванием водорастворимых гумусовых кислот (фульвокислот) и простых органических кислот.

При передвижении вниз по профилю почвенные растворы реагируют с первичными и вторичными минералами, разрушая их и мобилизуя имеющиеся в породе свободные полутораоксиды. Одновременно под подстилкой происходит осаждение бурых гуминовых кислот, связанных с полутораоксидами, и в очень малой степени серых гуминовых кислот, связанных с кальцием. В результате формируется гумусовый горизонт A_1 или A_1A_2 . Более низкомолекулярные фракции, включая фульвокислоты, проходят ниже и образуют горизонт A_2 . Продукты разрушения минералов выносятся глубже и осаждаются вместе с выносимыми неразрушенными илистыми частицами, образуя иллювиальный горизонт В, в том числе B_T — глинисто-иллювиальный, B_F — железисто-иллювиальный. При этом соотношения между горизонтами A_1 и A_2 зависят от количества и качества разложившейся биомассы, но в общем профиль формируется как единое целое во всей совокупности генетических горизонтов $A_0 - (A_1A_2) - A_2 - В - С$.

Подобный механизм образования подзолистых почв характерен для однородных суглинистых почв. На песчаных породах могут образоваться подзолистые иллювиально-гумусовые почвы с горизонтом B_{II} , в котором варьируется содержание гумуса, железа и алюминия.

На карбонатных породах подзолистый процесс значительно ослабевает и со временем уступает место дерновому, а на двучленных породах почвенный профиль может иметь необычное строение, если верхняя порода легкая, а нижняя — тяжелая: $A_0 - A_1 - B_1 - A_2 - B_2D - D$.

Одновременно с процессом оподзоливания и лессиважа на суглинистых почвах при избыточном увлажнении развивается элювиально-глеевый процесс, формирующий горизонты глееподзолистых почв северной тайги. Он характеризуется контрастным водным режимом; превращением органических веществ с образованием большого количества фульвокислот, полифенолов, низкомолекулярных кислот; образованием подвижных закисных форм железа и марганца, а в кислой среде — подвижных соединений алюминия; взаимодействием агрессивных органических веществ с минеральной частью почвы с образованием водорастворимых комплексных органоминеральных соединений и их миграцией с нисходящими токами воды (И.С. Кауричев).

Оглеение усиливает оподзоливание, а гумусонакопление снижает интенсивность этого процесса. Совокупность процессов оподзоливания, лессиважа и элювиально-глеевого приводит к существенному ухудшению агрономических свойств почв.

Классификация, свойства и сельскохозяйственное использование. Характерной морфологической особенностью подзолистых почв является отсутствие четко выраженного гумусово-аккумулятивного горизонта. В России их делят на два подтипа: глееподзолистые и подзолистые.

Глееподзолистые почвы имеют профиль следующего вида:

$$A_0 - A_1A_2 - A_2 - B_h - B_2 - BCq - Cq.$$

В настоящее время глееподзолистые почвы выделяются как подзолистые заболоченные, которые на подтиповом уровне подразделяются на временно избыточно увлажненные (слабоглееватые), глееватые и глесвые с иллювиально (железисто)-гумусовым горизонтом и без него.

Для них характерно наличие оглеения в виде сизовато-серых тонов, буроватых пятен и мелких конкреций. Эти почвы низкопродуктивны, окультурирование эффективно на легких породах. На территории Беларуси они почти не встречаются.

Не получили широкого распространения в Беларуси и *подзолистые почвы*. Они встречаются небольшими массивами в северных районах республики под хвойными лесами, а также на выровненных слабодренированных участках (надпойменные террасы, зандровые равнины), сложенных рыхлыми породами. Растительный покров представлен зеле-

ными мхами, кисличником, черничником; иногда сильно изрежен или вообще отсутствует.

Профиль подзолистых почв имеет следующее строение:

A_0 — лесная подстилка бурого цвета, состоит в основном из хвойного опада, остатков мха, часто оторфована, рыхлая, мощность 3...5 см;

A_1A_2 — гумусово-элювиальный горизонт, серовато-белесый с темными пятнами, ясно различимы зерна кварца, бесструктурный, мощность 5...10 см;

A_2 — подзолистый горизонт, пепельно-белесый, тонкозернистый, уплотнен, бесструктурный, мощность 10...20 см и более, в нижележащий горизонт переходит глубокими затеками;

$B_1(B_h)$ — иллювиальный горизонт темно-желтого или буровато-желтого цвета, заметно уплотнен, бесструктурный. Возможно наличие бурых прослоек и пятен, обусловленных накоплением полуторных оксидов, гумуса, илстых частиц. Мощность 10...30 см, переход постепенный;

B_2 — иллювиальный горизонт, желтый, слабо уплотнен, встречаются ортзанды, бесструктурный, мощность 30...50 см, переход постепенный;

C_q — почвообразующая порода часто с более или менее четко выраженными признаками оглеенности, светло-желтая, с сизыми пятнами или сизовато-белесая (см. рис. 1 цв. вклейки между с. 288 и 289).

В типе подзолистых почв выделяется один подтип: собственно подзолистые почвы.

В зависимости от строения профиля и характера почвообразующих пород подзолистые почвы делятся на роды:

- ♦ неразвитые на дюнных песках (слабо дифференцированные) — формируются на рыхлых песках, профиль слабо дифференцирован на генетические горизонты;

- ♦ псевдофибровые на глубоких, часто слоистых песках — характеризуются наличием тонких уплотненных прослоек;

- ♦ иллювиально-(железисто)-гумусовые на бедных минеральными оксидами кварцевых песках ржаво-охристого цвета, насыщенных оксидами железа.

По мощности элювиальной части профиля подзолистые почвы делятся на следующие виды:

- ♦ слабоподзолистые (поверхностно-подзолистые) — нижняя граница горизонта A_2 на глубине < 10 см;

- ♦ среднеподзолистые (мелкоподзолистые) — нижняя граница горизонта A_2 на глубине 10...20 см;

♦ сильноподзолистые (неглубокоподзолистые) — нижняя граница горизонта A_2 на глубине > 20 см.

Профиль подзолистых почв четко дифференцирован по гранулометрическому составу. Минимальное количество ила и глинистых частиц содержится в горизонте A_2 .

В естественном состоянии подзолистые почвы малопродуктивны, так как содержат 1...2% фульватного гумуса в горизонте A_1 и часто лишь его следы в горизонте A_2 . Они имеют кислую реакцию (pH_{KCl} 4,0...4,5), низкую емкость поглощения (от 2,4 до 12...17 мэкв/100 г почвы), степень насыщенности основаниями меньше 50%, низкую обеспеченность элементами питания растений, неблагоприятные физические свойства, высокое содержание подвижного алюминия, повышающего обменную кислотность и вызывающего токсикоз. Элювиальные горизонты обеднены физической глиной, Fe_2O_3 , Al_2O_3 , катионами оснований, относительно обогащены SiO_2 (до 85%). При распашке из-за низкой влагоемкости они заиливаются, целинные аналоги подвергаются поверхностному оглеению (рис. 17.1).

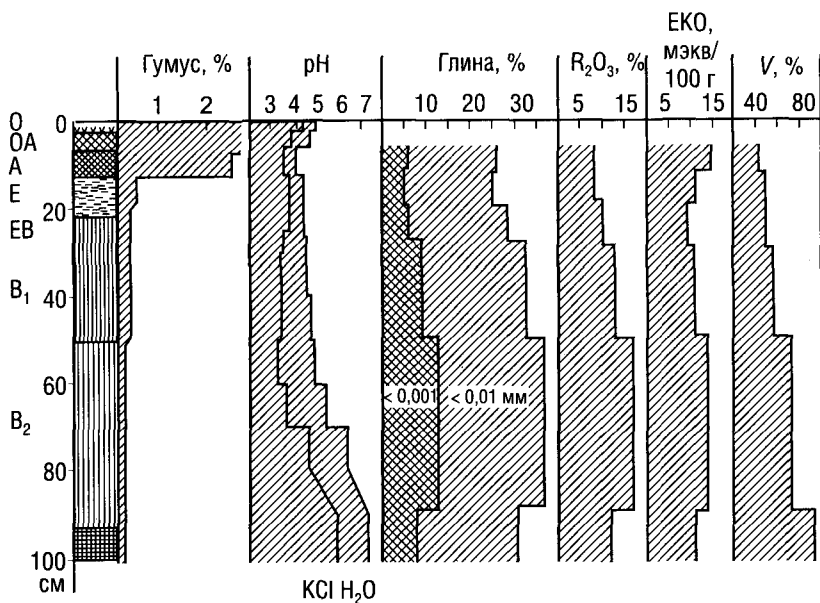


Рис. 17.1. Профильная характеристика подзолистой (дерново-подзолистой) почвы под лесом (по данным В.В. Пономарёвой)

Окультуривание подзолистых почв связано с большими затратами на известкование, органические и минеральные удобрения, регулирование водного режима, создание мощного пахотного слоя. Оно сопровождается коренными изменениями не только всех почвенных режимов, но и морфологических признаков, образуя культурные подзолистые почвы. В то же время под лесными насаждениями, на бывшей пашне верхняя часть пахотного слоя, расположенная непосредственно под подстилкой, превращается в подзолистый горизонт мощностью 5...7 см, т.е. происходит вторичное оподзоливание пахотного горизонта.

17.3. Дерновые почвы

Дерновые почвы образуются под широколиственными и хвойно-широколиственными лесами с развитым травянистым покровом на карбонатных породах в условиях гумидного климата при промывном типе водного режима, а также на рыхлых бескарбонатных и плотных силикатных породах. Они распространены на холмистых равнинах Европы, Восточной Сибири, США, Канады либо на горных склонах. В России дерновых почв много на северо-западе, в Беларуси на их долю приходится 10,3% от площади сельхозугодий, в том числе 10,2% на долю дерновых заболоченных почв.

Генезис. Происхождение дерновых почв связано с дерновым почвообразовательным процессом, для которого, по В.Р. Вильямсу, характерны следующие черты: интенсивное потребление травянистой растительностью биогенных элементов при ежегодном их возвращении с корневой системой в почву; ежегодное накопление большой биомассы и ежегодное ее отмирание; преобладание разветвленной подземной корневой биомассы над надземной, что обуславливает большое поступление отмершего органического вещества непосредственно в почву; преобладание бактериальных процессов разложения органических остатков и гумусообразования над грибовыми; гуматный характер гумусообразования.

Наиболее интенсивно дерновый процесс в таёжной зоне протекает на заливных лугах речных пойм. Чередование аэробных и анаэробных условий и колебание температуры препятствуют полной минерализации быстро разлагающегося органического вещества, что и обуславливает накопление гумусовых веществ, которые нейтрализуются карбонатами и осаждаются на месте образования. В результате формируется темноокрашенный гумусово-аккумулятивный горизонт с хорошей ком-

ковато-зернистой структурой. При промывном водном режиме со временем происходит выщелачивание карбонатов из этого горизонта. При быстром растворении известняков и их выносе (особенно при боковом стоке) в верхней части профиля начинается оподзоливание.

На пониженных элементах рельефа, где неглубоко залегают жесткие грунтовые воды, на карбонатных породах в условиях избыточного поверхностного или грунтового оглеения на дерновый процесс налагается болотный, что приводит к образованию дерновых заболоченных почв.

Классификация. В зависимости от разнообразия и сочетания климатических, гидрологических условий и почвообразующих пород выделяют три типа дерновых почв: дерново-карбонатные, дерновые заболоченные (дерново-глеевые) и дерновые литогенные. В Беларуси выделяются три типа этих почв: дерново-карбонатные, дерновые заболоченные и дерново-карбонатные заболоченные.

17.4. Дерново-карбонатные почвы

Дерново-карбонатные почвы развиваются на известковых отложениях коренного залегания и в виде отторженцев; на пресноводных (вторичных) образованиях в виде мергеля, омергелеванных пород, известковых туфов; на карбонатной морене. Коренные известковые отложения распространены в восточной части Беларуси, отторженцы — в западной, содержание CaCO_3 в них соответственно равно 80...96% и 55...80%. Содержание CaCO_3 в карбонатной морене достигает 35...40% (север и северо-запад республики).

Дерново-карбонатные почвы делятся на три подтипа: типичные, выщелоченные и оподзоленные.

Типичные почвы обычно формируются на элювии плотных известковых пород (мел, известняки, доломиты) или на вторичных образованиях. Они имеют с поверхности дернину (A_d) или лесную подстилку (A_0) мощностью 2...3 см. Гумусовый горизонт (A_1) темно-серый, черный, зернистой или комковато-зернистой структуры, рыхлый, густо пронизан корнями, мощность от 10 см (на обнажениях плотных известковых пород) до 50 см. Содержание гумуса от 3...5 до 10% и более. Вскипают от HCl с поверхности или в пределах гумусового горизонта. Иллювиальный переходный горизонт (B) буровато-черного, темно-серого цвета, часто с включениями известковой щебенки; структура ореховатая, зернистая, уплотнена, содержит корни растений; мощность

около 30 см; переход ясный. Материнская порода (C_k) грязно-белого, серовато-белого цвета, плотная, трещиноватая, глыбистой структуры (см. рис. 2 цв. вклейки между с. 288 и 289).

Профиль типичной почвы укороченный $A_d-A_{1k}-B_k-C_k$ или $D_k-60...70$ см. Как правило, под пашню используются почвы с мощностью горизонта A_1 30 см.

Выщелоченные почвы формируются преимущественно на рыхлых карбонатных породах (лёсс, карбонатные морены). Они вскипают от HCl на глубине 30...60 см в горизонте B_1 (A_1B_1). Мощность гумусового горизонта до 40 см и более. Реакция в верхнем горизонте выщелоченных почв близка к нейтральной, с глубиной она переходит в слабощелочную. Содержание гумуса в пахотных почвах достигает 4,5...5,0%. В составе гумуса преобладают гуминовые кислоты. Соотношение $C_{тк} : C_{фк} > 1$.

Емкость катионного обмена (ЕКО) в суглинистых почвах составляет 40...50 мэкв/100 г почвы, степень насыщенности основаниями — 90% и выше (табл. 17.2). Мощность профиля [A_n (A_1)... C_k] около 80 см.

Дерново-карбонатные выщелоченные почвы на моренных суглинках имеют следующее строение:

A_n — пахотный горизонт, темно-серый, тяжелосуглинистый, зернисто-комковатой структуры, слабо уплотнен, содержит много корней, мощность 25...30 см, переход заметный;

B_{1k} — иллювиальный горизонт, темно-бурый, тяжелосуглинистый, комковато-ореховатой структуры, уплотнен, содержит корни растений, встречаются мелкие камни, мощность 20...25 см, переход в горизонт B_2 постепенный. Содержит 1,0—1,5% гумуса, нередко оглинен, наблюдается накопление ила и минеральных оксидов;

B_{2k} — иллювиальный горизонт, бурый, тяжелосуглинистый, плитчато-ореховатой структуры, плотный, изредка содержит корни, мелкие камни, вскипает, мощность 25...30 см, переход в горизонт C заметный;

C_k — почвообразующая порода, тяжелый моренный суглинок красно-бурого цвета, глыбистой структуры, плотный, встречаются журавчики, пунктуации марганца, охристые пятна, мелкие камни, бурно вскипает.

Оподзоленные почвы развиваются под лесом на рыхлых породах (лёссы, морены, лёссовидные суглинки), в которых карбонаты из верхней части профиля вымыты на значительную глубину. Мощность горизонта A_1 от 15...20 до 40 см. Ниже залегает горизонт с ясно выраженными признаками оподзоливания (A_1A_2 , A_2B_1 , реже A_2). Иллювиальный горизонт (B) часто имеет выраженные признаки оглинения в виде глянца

Таблица 17.2

Физико-химические свойства дерново-карбонатной выщелоченной мощной среднегумусовой легкосуглинистой почвы на лёссах (Е.И. Петровский, 1998)

Горизонт	Содержание гумуса, %	$\frac{C_{гк}}{C_{фк}}$	рН _{KCl}	Содержание обменного Al	Нг	S	ЕКО	V, %	Содержание, мг/100 г почвы (по Кирсанову)		Содержание физической глины, %
				мЭКв/100 г почвы					P ₂ O ₅	K ₂ O	
A _п	4,51	1,12	6,2	0,05	1,8	42,1	43,9	97,26	12,6	16,3	26,0
A ₁	4,18	1,20	6,5	0,05	1,6	42,6	44,2	96,38	14,5	16,5	26,3
A ₂ B ₁	2,13	1,10	6,4	0,07	1,8	47,7	49,5	96,40	10,1	14,8	25,5
B ₂	0,62	1,05	6,7	—	—	—	—	—	10,7	15,4	28,8
B ₃	—	—	7,3	—	—	—	—	—	6,3	13,0	30,5
C _к	—	—	8,1	—	—	—	—	—	—	—	29,9

на гранях структурных отдельностей. Профиль заметно дифференцирован по содержанию илистой фракции и полуторных оксидов. Содержание гумуса в верхнем горизонте целинных почв составляет 4...5%, на пашне — 2...3%. Реакция среды среднеслабокислая, в нижних горизонтах — слабощелочная. Вскипают оподзоленные почвы на глубине 60...90 см. Мощность профиля 100...120 см.

Выделенные подтипы дерново-карбонатных почв в зависимости от генезиса почвообразующих пород делятся на роды:

- ♦ образованные на коренных известковых отложениях (мел, доломиты, известняки);
- ♦ образованные на пресноводных вторичных известковых отложениях (пресноводные мергели, омергелеванные отложения);
- ♦ образованные на моренных отложениях и лёссах.

Среди подродов выделяют *обычные* почвы, без признаков оглеения, и *временно избыточно увлажняемые*, которые отличаются более темной окраской горизонта A_1 .

В зависимости от мощности гумусового горизонта и содержания гумуса выделяют следующие виды дерново-карбонатных почв. По мощности гумусового горизонта: 1) *неразвитые* (A_1 до 10 см); 2) *маломощные* (A_1 10...20 см); 3) *среднемощные* (A_1 20...30 см); 4) *мощные* ($A_1 > 30$ см). По содержанию гумуса: 1) *слабогумусированные* (содержание гумуса в A_1 до 1%); 2) *малогумусовые* (1...3%); 3) *среднегумусовые* (3...5%); 4) *многогумусовые* (> 5%).

В России дерново-карбонатные почвы по содержанию гумуса и мощности гумусового горизонта разделяются так: перегнойные — гумуса больше 12%, многогумусовые — 5...12%, среднегумусовые — 3...5%, малогумусовые — менее 3%; маломощные — мощность A_1 меньше 15 см, среднемощные — больше 15 см.

17.5. Дерновые заболоченные почвы

Дерновые заболоченные почвы формируются в депрессиях рельефа, по окраинам низинных болот, в условиях близкого залегания от поверхности жестких грунтовых вод или накопления и застоя атмосферных вод. Верхние горизонты большую часть теплого периода или постоянно находятся в состоянии капиллярного насыщения влагой, что замедляет темпы минерализации растительных остатков и ослабляет миграцию продуктов почвообразования в нижележащие горизонты.

Характерные особенности этих почв — наличие хорошо выраженного гумусового горизонта мощностью до 30 см и более, высокая степень

насыщенности основаниями, слабокислая или близкая к нейтральной реакция среды, содержание гумуса до 12% и более.

Выделяют следующие подтипы дерновых заболоченных почв: 1) дерново-поверхностно-глееватые; 2) дерново-перегнойно-поверхностно-глеевые; 3) дерново-грунтово-глееватые; 4) дерново-перегнойно-грунтово-глеевые; 5) дерново-поверхностно-глееватые, дерново-поверхностно-глеевые осушенные; 6) дерново-грунтово-глееватые, дерново-грунтово-глеевые осушенные.

Дерново-поверхностно-глееватые и глеевые почвы формируются преимущественно на породах тяжелого гранулометрического состава, в нижней части склонов, в условиях дополнительного увлажнения минерализованными водами внутрипочвенного стока.

Поверхностно-глееватые почвы в естественном состоянии заняты обычно травянистой растительностью, в составе которой преобладают корневищные злаки и бобовые, изредка встречаются осоки.

Профиль почвы имеет следующее строение:

A_d — дернина мощностью до 5 см;

A_{lg} — гумусово-аккумулятивный горизонт буровато-серый или темно-бурый с признаками оглеения в виде сизоватого оттенка, ржаво-охристых пятен; структура зернистая или комковато-зернистая; слабо уплотнен; мощность до 30 см; переход в нижележащий горизонт ясный;

B_g — иллювиальный оглеенный горизонт мощностью 20...50 см, красновато-бурого, буровато-желтого цвета, с сизоватыми и голубоватыми пятнами; структура пластинчатая, плитчатая, плитчато-ореховатая; уплотнен; переход постепенный;

C_g (D_g) — почвообразующая подстилающая порода с признаками оглеения, ослабевающими с глубиной. Окраска зависит от генезиса породы и гранулометрического состава — буровато-желтая на лёссовидных суглинках, красно-бурая с охристыми и голубоватыми пятнами и прожилками на моренных отложениях. Структура глыбистая на тяжелых породах, отсутствует на легких.

Дерново-поверхностно-глеевые почвы по рельефу залегают ниже глееватых. В растительном покрове преобладают злаки, мелкие осоки. В отличие от глееватых, глеевые почвы имеют, как правило, более мощную дернину. Гумусовый горизонт черного цвета, с буроватым или сизоватым оттенком.

Иллювиальный оглеенный горизонт (B_g) небольшой мощности — 10...15 см (иногда отсутствует), грязно-сизых тонов, постепенно переходит в глеевый (G) сизого или голубовато-сизого цвета. Залегает на глубине 40...70 см от поверхности.

Дерново-грунтово-глееватые и глеевые почвы формируются в условиях близкого залегания от поверхности жестких грунтовых вод, преимущественно на породах легкого гранулометрического состава. Они распространены в понижениях, по окраинам низинных болот. Такие почвы чаще всего заняты луговой или лесной растительностью, среди которой преобладает ольха черная, в южных районах — дубравы.

Первичные признаки гидроморфизма (в виде ржаво-охристых пятен и прожилок, конкреций) у грунтово-глееватых почв появляются в верхнем горизонте. Нижележащий иллювиальный оглеенный горизонт имеет пеструю неоднородную окраску. Здесь наряду с желтыми и ржаво-охристыми тонами появляются белесые, белесо-сизые, голубовато-сизые пятна оглеения. Вглубь по профилю признаки оглеения усиливаются. Сплошной глеевый горизонт в пределах почвенного профиля отсутствует.

Дерново-грунтово-глееватые почвы имеют следующее строение:

A_d — дернина буро-черного цвета, часто оторфованная, мощность до 6 см (под лесом может отсутствовать);

A_{lg} — гумусовый оглеенный горизонт темно-серого или черного цвета с буроватым оттенком, мощность 30...40 см (на карбонатных породах до 50 см); структура мелкокомковатая, зернисто-комковатая; рыхлый; густо пронизан корнями; переход ясный, резкий;

B_g — иллювиальный оглеенный горизонт мощностью 10...30 см (иногда отсутствует), грязно-сизого цвета с охристыми пятнами и прожилками; глыбистой структуры, на легких породах структура отсутствует; постепенно переходит в глеевый;

G — глеевый горизонт сизого, голубовато-сизого цвета; бесструктурный; заметно уплотнен; залегает на глубине 50...70 см от поверхности. В пределах почвенного профиля обычно обнаруживаются грунтовые воды.

Дерновые заболоченные осушенные почвы, по сравнению с неосушенными, имеют более блеклые тона в иллювиальных оглеенных и глеевых горизонтах. Вместо ржаво-охристых и голубовато-сизых тонов начинает преобладать серовато-сизовато-белесый. В иллювиальных горизонтах часто наблюдается скопление крупных железисто-марганцевых конкреций.

Среди этих почв выделяются следующие роды: 1) карбонатные — вскипают в гумусовом горизонте, реакция слабощелочная; 2) ненасыщенные — вскипают под гумусовым горизонтом, реакция в гумусовом горизонте слабокислая; 3) оподзоленные — имеют признаки оподзоливания в виде белесых пятен (нижняя часть A_1) и белесой присыпки (горизонт B); реакция в верхнем горизонте кислая или слабокислая.

Таблица 17.3

**Физико-химические свойства дерново-грунтово-глеевой карбонатной
глубокодерновой многогумусовой легкосуглинистой почвы на лёссах**

Гори- зонт	Содер- жание гумуса, %	$\frac{C_{гк}}{C_{фк}}$	pH_{KCl}	Нг	S	ЕКО	V, %	Содержание, мг/100 г почвы		Содержа- ние азота общего, %
				мЭКВ/100 г почвы				P ₂ O ₅	K ₂ O	
A ₀	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
A ₁	7,7	1,87	7,4	0,60	46,9	47,5	98,7	7,9	7,5	0,55
B _g	—	—	7,8	0,20	45,3	45,5	99,6	—	—	—
C	—	—	7,8	0,08	45,5	45,6	99,7	—	—	—

Деление дерновых заболоченных осушенных почв на виды производится по мощности гумусового горизонта и содержанию гумуса: 1) слабодерновые — $A_1 < 20$ см; 2) среднедерновые — $A_1 20...30$ см; 3) глубокодерновые — $A_1 > 30$ см; 4) малогумусовые — содержание гумуса до 3%; 5) среднегумусовые — 3...5%; 6) многогумусовые — 5...10%; 7) перегнойные — 10%.

Физико-химические свойства дерново-грунтово-глеевой почвы приведены в табл. 17.3.

17.6. Дерновые литогенные почвы

Дерновые литогенные почвы образуются на рыхлых породах, богатых силикатными формами кальция и магния. Они распространены в Западной Сибири, Северной Скандинавии и Шотландии, есть и в Южном полушарии. По свойствам эти почвы близки к дерново-карбонатным выщелоченным.

При протекании дернового процесса на бедных основаниями породах образуются *кислые дерновые почвы* со степенью насыщенности основаниями до 50%. Для них характерна мощная лесная подстилка, или дернина, под которой залегает гумусовый горизонт, сменяемый через горизонт A₁C почвообразующей породой. Кислые дерновые почвы богаты гуматным гумусом (до 6...8%) и доступными для растений элементами питания, поэтому они потенциально плодороднее подзолистых и заболоченных почв. От них отличаются *насыщенные дерновые почвы*, которые образуются в условиях семиаридного климата. Они полностью насыщены основаниями и обладают нейтральной реакцией по

всему профилю. Это второй тип дерновых литогенных почв, их называют часто чернозёмовидными.

Дерновые литогенные почвы на плотных силикатных породах — горные почвы, международный термин — «ранкер». В СНГ они известны под названиями *дерновые лесные*, *дерново-неоподзоленные*, *горно-луговые*.

17.7. Агрономическая оценка дерновых почв

Общая агрономическая оценка дерновых почв высокая. Наиболее плодородными из них являются дерново-карбонатные выщелоченные. По бонитировочной шкале суглинистые разновидности этих почв оцениваются в Беларуси в 70—100 баллов. При соответствующей агротехнике и внесении минеральных удобрений, прежде всего калийных, борных и марганецсодержащих, можно получать высокие урожаи самых требовательных культур.

Дерново-карбонатные оподзоленные почвы по агрохимическим и агрофизическим свойствам близки к дерново-карбонатным выщелоченным. Для коренного улучшения этих почв требуются глубокая вспашка, внесение удобрений, в первую очередь фосфорных и азотных.

Дерново-карбонатные типичные почвы из-за неблагоприятных водно-физических свойств под пашню, как правило, используются редко, на них не всегда эффективны и луговые угодья.

Дерновые заболоченные почвы обладают высоким потенциальным плодородием, однако без регулирования водно-воздушного режима мало пригодны для использования под пашню. После осушения они могут использоваться как автоморфные дерновые почвы для возделывания наиболее распространенных сельскохозяйственных культур. При этом в осушенных почвах грунтового увлажнения, сформировавшихся на легких породах, снижение уровня стояния грунтовых вод вызывает ухудшение их свойств (увеличение кислотности, снижение содержания гумуса, обменных оснований), что со временем вызывает их переход в дерновые оподзоленные и дерновые оподзоленные с иллювиально-гумусовым горизонтом почвы (сильная степень деградации).

В профиле осушенных дерново-заболоченных поверхностно-глееватых и глеевых почв признаки заметной деградации при распахке отсутствуют, но содержание гумуса и обменных оснований по сравнению с естественными аналогами уменьшается, что необходимо учитывать при применении удобрений и известковании.

Агрономическая оценка дерновых литогенных, дерновых кислых и дерновых насыщенных (чернозёмовидных) почв зависит от колебаний в содержании гумуса, реакции среды и насыщенности основаниями.

Горные почвы («ранкеры») — это почвы пастбищ для сезонно-отгонного животноводства, поэтому для них важны разработки по повышению и устойчивому поддержанию их продуктивности на основе почвоохранных мероприятий.

17.8. Дерново-подзолистые почвы

Дерново-подзолистые почвы в соответствии с классификацией почв Беларуси рассматриваются как самостоятельный тип почв, в то время как на территории России они являются подтипом подзолистых почв. В Беларуси на их долю приходится 47% площади сельскохозяйственных земель, в России — около 180 млн га, где они составляют основной фонд пахотных земель на территории таёжно-лесной зоны. Дерново-подзолистых почв много в Прибалтике, на территории Канадской озерной равнины, средней и южной тайги в США.

Генезис. Происхождение дерново-подзолистых почв — результат совместного и синхронного развития подзолистого, дернового и элювиально-глеевого процессов. При этом проявлению дернового процесса противостоит подзолистый, определенное участие в обособлении подзолистого горизонта имеет лессиваж.

Дерново-подзолистые почвы расположены в основном в южной тайге, отличающейся от северной лучшими гидротермическими условиями. Образуются они в условиях промывного водного режима на бескарбонатных породах различного происхождения и гранулометрического состава под травянистыми и мохово-травянистыми лесами. Развивающаяся под пологом леса травянистая растительность приводит к формированию в верхней части профиля гумусово-аккумулятивного горизонта (A_1). Кислые продукты разложения лесной подстилки, перемещаясь с осадками по профилю, вызывают разрушение органической и минеральной части почвы и формирование под гумусовым горизонтом хорошо выраженного подзолистого (A_2). Последний сменяется иллювиальным (В), постепенно переходящим в почвообразующую породу (С).

В результате профиль дерново-подзолистой почвы четко дифференцируется на верхнюю элювиальную и нижнюю иллювиальную части. При этом из верхней части (горизонты A_1 и A_2) вымываются не только

продукты почвообразования, но и илистые частицы. Наиболее четко дифференциация профиля как по гранулометрическому, так и по химическому составу выражена у почв, сформировавшихся на тяжелых породах.

Классификация и свойства. Классификация и характеристика свойств дерново-подзолистых почв приводится на примере почв Беларуси, где в зависимости от морфологического строения профиля, характера почвообразующих процессов выделяют четыре подтипа этих почв: 1) дерново-палево-подзолистые; 2) собственно дерново-подзолистые; 3) дерново-подзолистые эродированные; 4) дерново-подзолистые окультуренные.

Дерново-палево-подзолистые почвы формируются на породах сложного минералогического состава (лёссы, лёссовидные, моренные отложения), в условиях хорошего поверхностного стока. По гранулометрическому составу они представлены в основном суглинками и супесями. Отличительным их признаком является палевый цвет подзолистого горизонта. На специфическую окраску дерново-палево-подзолистых почв впервые обратил внимание Я.Н. Афанасьев (1924), который считал их переходными между подзолистыми почвами восточных областей России и желтозёмами и краснозёмами Западной и Южной Европы в связи с изменениями климата. По данным Т.А. Романовой (1972), Н.И. Смеяна (1974) и других, эти почвы развиваются на лёссах, лёссовидных суглинках, подстилаемых моренными суглинками или песками в условиях хорошо дренированных участков водораздельного плато (например, Мстиславско-Горецкое плато). Их профиль мощностью до 3 м на лёссах и лёссовидных суглинках имеет строение $A_0 - A_1 - A_2 - (A_2B_1) - B_t - B_2 - BC_{(q)} - C_{(q)}$. Горизонт A_1 мощностью 10...20 см темновато-серый или серый с буроватым оттенком переходит в подзолистый мощностью 8...37 см, светло- или серовато-палевой окраски, по-видимому, из-за наличия оксида железа. Иллювиальный оглиненный горизонт сильно растянут, характеризуется накоплением ила в верхней части, отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ в иле почти постоянно по профилю (3,1...3,5), что свидетельствует о лессиваже. В валовом составе доминирует SiO_2 , в составе полуторных оксидов преобладает Al_2O_3 , содержание CaO и Mg невысокое (табл. 17.4). Часто в профиле на глубине 1,0...1,5 м встречаются скопления гидроксидов железа в виде пятен и прослоек бурого, охристо-бурого цвета.

На моренных отложениях профиль дерново-палево-подзолистых почв укорочен до 2 м, мощность горизонта $A_2 - 7...22$ см.

Таблица 17.4

**Валовой химический состав и содержание физической глины
дерново-палево-подзолистой обычной слабоподзоленной
слабоокультуренной легкосуглинистой почвы на лёссовидных суглинках**

Горизонт	На прокаленную почву, %								Физическая глина 0,01 мм, % на сухую почву
	SiO ₂	R ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	P ₂ O ₅	K ₂ O	
A _п	85,47	9,38	2,03	7,35	0,97	0,74	0,09	2,16	23,2
A ₂	84,43	10,15	2,42	7,73	0,95	0,74	0,08	2,06	21,5
B ₁	83,63	10,79	2,75	8,04	1,00	0,75	0,06	2,21	32,5
B ₂	80,77	12,98	3,64	9,34	1,08	1,00	0,06	2,20	29,4
B ₃	80,65	12,39	3,56	8,83	1,06	0,89	0,08	2,14	21,2
B ₄	80,01	12,62	3,45	8,81	1,11	1,27	0,07	2,10	26,6
C	79,44	9,08	2,24	6,84	5,36	2,00	0,08	2,12	28,0

Реакция почвы по всему профилю кислая (pH_{KCl} 3,6...5,5), содержание гумуса в горизонте A₁ доходит до 3%, с глубиной резко убывает. Емкость поглощения 12...15 мэкв/100 г, степень насыщенности основаниями низкая. Эти почвы слабо и средне обеспечены подвижными P₂O₅ и K₂O. Однако по сравнению с другими дерново-подзолистыми почвами они имеют самое высокое естественное плодородие, так как обладают лучшими водно-физическими свойствами, относительно богаты питательными веществами. Дерново-палево-подзолистые почвы более удобны для сельскохозяйственного использования благодаря расположению большими массивами и выровненному рельефу.

Собственно дерново-подзолистые почвы сформировались на рыхлых почвообразующих породах водно- и озерно-ледникового, древнеаллювиального происхождения. Они встречаются также на всех других бескарбонатных минеральных породах в условиях ослабленного поверхностного стока. Сформировавшиеся на тяжелых породах, собственно дерново-подзолистые почвы отличаются от дерново-палево-подзолистых белесой или серовато-белесой окраской подзолистого горизонта и более низким содержанием аморфных форм Al₂O₃ и Fe₂O₃, но по плодородию близки к ним.

Наиболее широкое распространение получили почвы на водно-ледниковых отложениях, часто подстилаемые в пределах профиля моренными суглинками или другими плотными породами. В естественном

состоянии они имеют следующее строение: $A_0 - A_1 - A_2 - A_2B_1 - B_1 - B_2Д - Д$ (см. рис. 3 цв. вклейки между с. 288 и 289).

Характерная морфологическая особенность собственно-дерново-подзолистых почв — отсутствие четкой дифференциации профиля на генетические горизонты. Подзолистый горизонт небольшой мощности, в чистом виде часто отсутствует. Реакция почвы по всему профилю кислая. Емкость поглощения и степень насыщенности основаниями низкие. Содержание гумуса в горизонте A_1 не превышает 2%. В составе гумуса преобладают фульвокислоты. Наличие в автоморфных песчаных и супесчаных почвах на небольшой глубине плотной подстилающей породы существенно улучшает и стабилизирует водный и питательный режимы этих почв.

При использовании дерново-подзолистых почв под пашню верхние горизонты A_1 , частично A_2 и A_2B_1 бывает и полностью трансформируются в пахотный (A_n).

Дерново-подзолистые эродированные почвы образуются в результате разрушения верхней части профиля дерново-подзолистых почв поверхностными водами или ветром.

Под влиянием эрозионных процессов почвы теряют верхний плодородный слой и в пашню вовлекаются нижележащие горизонты A_2 , (A_2B), B , иногда $C(Д)$. При этом изменяется не только морфология почв, но и их свойства. Эродированные почвы по сравнению с неразрушенными обедняются гумусом, элементами питания, и в первую очередь азотом, теряют структуру, уплотняются.

В зависимости от мощности смытого слоя дерново-подзолистые эродированные почвы делятся на следующие виды:

1) *слабосмытые* — частично смыт пахотный горизонт (A_n и A_2). Распахивают остатки A_n и припахивают горизонт $A_2(A_2B_1)$. Пахотный горизонт светло-серый или палево-серый (лёссы, лёссовидные суглинки);

2) *среднесмытые* — смыт полностью пахотный горизонт и частично или полностью A_2 . Распахивают остатки A_2 и припахивают $B_1(A_2B_1)$. Пахотный горизонт серовато-бурый или палево-бурый (лёссы, лёссовидные суглинки);

3) *сильносмытые* — смыты полностью горизонты A_n , A_2 , (A_2B_1), частично или полностью B , частично C . Распахивают иллювиальный горизонт (B) или почвообразующую (подстилающую) породу $C(Д)$. Пахотный горизонт бурый или палево-бурый, глыбистый.

По степени подверженности ветровой эрозии выделяются:

1) *слабодефлированные* — разрушено и унесено ветром не более половины пахотного горизонта. Распахивают оставшуюся часть A_n и припахивают $A_2B_1(A_2)$ или B_1 ;

2) *среднедефлированные* — разрушены полностью пахотный горизонт и частично или полностью $A_2B_1(A_2)$. Распахивают иллювиальный горизонт или оставшуюся часть $A_2B_1(A_2) + B_1$;

3) *сильнодефлированные* — разрушены горизонты A_n , (A_2) , A_2B_1 и частично В. Распахивают нижнюю часть В или С(Д).

Как следствие смытых почв в понижениях рельефа формируются намытые почвы. В зависимости от мощности намытого слоя почвы делятся на *слабонамытые* — мощность намытого слоя не превышает 20 см; *средненамытые* — мощность намытого слоя 20...50 см; *сильно намытые* — мощность намытого слоя более 50 см.

Навеянные почвы по мощности нанесенного слоя подразделяются на *слабонавеянные* — мощность навеянного слоя до 10 см; *средненавеянные* — мощность навеянного слоя 10...25 см; *сильнонавеянные* — мощность навеянного слоя более 25 см.

Дерново-подзолистые окультуренные почвы формируются из целинных дерново-подзолистых почв в процессе их окультуривания и использования под пашню. В результате окультуривания изменяются свойства и морфология целинных дерново-подзолистых почв; увеличиваются мощность гумусового горизонта и содержание гумуса и уменьшается мощность подзолистого горизонта; снижается кислотность; возрастает содержание зольных элементов и азота; увеличиваются емкость катионного обмена и степень насыщенности основаниями; улучшаются водно-физические свойства. По степени окультуренности почвы данного подтипа делятся на следующие виды:

1) *слабоокультуренные* — мощность пахотного горизонта 22...25 см, который сформирован за счет горизонта A_1 и частично $A_2(A_2B_1)$. Цвет светло-серый, палево-серый, желтовато-серый; структура непрочная комковатая, часто отсутствует; мощность подзолистого горизонта на лёссовидных отложениях 13...22 см, на моренных суглинках — 4...9 см, на рыхлых породах выделяется как A_2B_1 . Профиль имеет следующее строение: $A_n - A_2(A_2B_1) - B_2 - B_3 - C$;

2) *среднеокультуренные* — мощность пахотного горизонта 25...30 см. Цвет серый, палево-серый, горизонт A_2 хорошо выражен в почвах, сформировавшихся на лёссовидных отложениях, в остальных случаях выделяется как A_2B_1 или же отсутствует; структура комковатая. Строение профиля следующее: $A_n - (A_2) - A_2B_1 - B_2 - B_3 - C$;

3) *хорошо окультуренные* — мощность пахотного горизонта 30 см и более. Цвет серый, темно-серый, в нижней части палево-серый; структура мелкокомковатая. Подзолистый горизонт в виде пятен и затеков присутствует только в почвах на лёссовидных отложениях. Строение профиля следующее: $A_n - (A_2B) - B_1 - B_2 - C$.

В пределах указанных подтипов выделяют следующие роды:

- ♦ *обычные* — почвы с наиболее четко выраженными подтиповыми признаками;

- ♦ *остаточно-карбонатные* — образуются на породах, содержащих карбонаты. Вскипают от HCl на глубине 1 м и более;

- ♦ *вторично-оподзоленные* (со вторым гумусовым горизонтом). Под серым пахотным горизонтом залегает горизонт A_1 черного цвета. Общая мощность $A_n + A_1$ около 50 см. Образуются на лёссах при деградации дерновых и дерново-карбонатных почв. Горизонт A_2 представлен в виде пятен и затеков;

- ♦ *вторично-насыщенные* — предположительно образовались в результате изменения водного режима временно избыточно увлажняемых почв. При поднятии уровня грунтовых вод оподзоленные горизонты вторично насыщены основаниями;

- ♦ *псевдофибровые* — в профиле почв встречаются уплотненные прослойки ржаво-охристого цвета (ортзанды), повышающие водоудерживающую способность песчаных почв;

- ♦ *иллювиально-гумусовые* — образуются на песчаных породах; верхняя часть иллювиального горизонта коричневого цвета вследствие накопления органических соединений;

- ♦ *слабодифференцированные* — образуются под лесом на сухих рыхлых песках. Отсутствует четкая дифференциация профиля на генетические горизонты.

В зависимости от наличия в профиле признаков гидроморфизма выделяют четыре подрода дерново-подзолистых почв:

- ♦ *обычные* — признаки гидроморфизма отсутствуют;

- ♦ *оглеенные внизу* — формируются обычно на рыхлых породах с неглубоким залеганием грунтовых вод. В профиле на глубине 1,5 м и более выделяется оглеенный горизонт;

- ♦ *контактно-оглеенные* — формируются на двучленных породах. Признаки оглеения (осветление профиля) присутствуют в нижней части рыхлой покровной породы и в верхней части плотной подстилающей породы (пятна, затеки глея);

- ♦ *временно избыточно увлажняемые (слабоглееватые)* — образуются в условиях ослабленного поверхностного и внутрипочвенного стока. Диагностические признаки — общее осветление профиля, наличие в отдельных горизонтах или по всему профилю ржаво-охристых пятен, пунктиров марганца, железисто-марганцевых конкреций.

На виды дерново-подзолистых почв делятся по степени оподзоленности, эродированности, окультуренности.

По степени оподзоленности целинные дерново-подзолистые почвы делятся на *слабоподзолистые* — мощность подзолистого горизонта (A_2) не превышает 5 см или же в чистом виде отсутствует (выделяется как A_2B_1); *среднеподзолистые* — мощность подзолистого горизонта 5...15 см; *сильноподзолистые* — мощность подзолистого горизонта 15...25 см; *глубокоподзолистые* — мощность подзолистого горизонта более 25 см или же подзолистый горизонт располагается на контакте с плотной подстилающей породой (контактно-оподзоленные). Профиль почвы имеет следующее строение: $A_0 - A_1 - B_1 - A_2 - B_2D(A_2B_2D) - B_3D(D)$.

Сельскохозяйственное использование. Агрономическая характеристика дерново-подзолистых почв обусловлена их генетическими особенностями. Для них характерна кислая реакция почвенного раствора, они имеют значительную обменную кислотность, до 80% которой может приходиться на обменный алюминий, гидролитическую кислотность от 3 до 6 мэкв/100 г, низкую емкость поглощения (5...15 мэкв) и степень насыщенности основаниями (50...70%). Поэтому большая часть этих почв нуждается в известковании.

Для дерново-подзолистых почв характерно низкое содержание фульватного гумуса в пахотном горизонте (0,5...1,0% — в легких почвах, 2...3% — в суглинках) при резком снижении с глубиной. В суглинистых почвах содержится 0,1...0,2% азота (N), 0,07...0,12% фосфора (P_2O_5), 1,5...2,5 калия (K_2O), в легких — соответственно 0,03...0,08, 0,03...0,06 и 0,5...1,0%. Фосфор содержится преимущественно в минеральных соединениях и доступность его растениям ограничена. Содержание микроэлементов колеблется в широких пределах, возможен как недостаток некоторых из них (В, Мо, Си и др.), так и избыток (Mn). В естественном состоянии эти почвы бедны подвижными соединениями питательных элементов, поэтому при распашке на них возможны урожаи на уровне 5...10 ц/га. При этом количество подвижных элементов питания находится в сильной зависимости от гранулометрического состава почвы (табл. 17.5).

Гранулометрический состав дерново-подзолистых почв определяет и их физические свойства. Суглинистые почвы имеют лучшую водообеспеченность в силу более высоких показателей наименьшей влагоемкости во все периоды вегетации, чем почвы песчаные и супесчаные (И.И. Гуренков). В условиях Беларуси именно суглинистые почвы, за небольшим исключением, хорошо поддаются окультуриванию. Супесчаные почвы характеризуются менее устойчивым водным режимом по сравнению с ними, но более доступным запасом элементов питания. В случаях близкого подстилания суглинками супесчаные почвы по свойствам

Таблица 17.5

**Содержание подвижных элементов питания
в среднеокультуренных дерново-подзолистых почвах разного
гранулометрического состава, кг/га (Т.Н. Кулаковская)**

Почвы	Азот нитратный и аммонийный	P_2O_5 в 0,2 н. HCl	K_2O в 1 н. CH_3COONH_4	Сумма под- вижных Cu, В, Co, Mg	Физи- ческая глина, %
Суглинистые на моренных и лёссовидных суглинках	80...90	210...230	350...400	5...16	25...35
Супесчаные, подстилаемые мореной	40...50	160...200	250...300	3...6	15...20
Супесчаные на песках	40...50	130...150	220...240	2...7	10...15
Песчаные	30...40	110...120	180...200	1...5	5...10

приближаются к суглинистым. Песчаные почвы отличаются от суглинков и супесей низким потенциальным плодородием, неустойчивым водным режимом из-за высокой водопроницаемости. При этом недостаток влаги чаще всего наступает в период наибольшего потребления ее растениями. Поэтому в Брестской и Гомельской областях, где много легких почв, значительно чаще проявляются неблагоприятные последствия наступления засухи.

При сельскохозяйственном использовании дерново-подзолистых почв обязательно их систематическое, планомерное окультуривание с применением всего комплекса мероприятий: правильные севообороты с включением многолетних трав, углубление пахотного слоя, известкование, внесение органических и минеральных удобрений. Для песчаных и супесчаных почв необходима сидерация — посев различных растений на зеленое удобрение.

Окультуренные почвы обладают следующими признаками: имеют мощный (20...25 см и более) темноокрашенный пахотный горизонт с хорошо выраженной комковатой структурой; подзолистый горизонт и признаки эрозии отсутствуют; реакция среды, содержание и качество гумуса, оснований, подвижных соединений макро- и микроэлементов достигают оптимальных значений (И.Ф. Гаркуша, Т.Н. Кулаковская, И.М. Богдевич). Подробно оптимальные значения показателей для окультуренных дерново-подзолистых почв, приемы и нормативы затрат на их достижение приведены в гл. 13, табл. 13.7.

В общем окультуривание как подзолистых, так и дерново-подзолистых почв — сложный элювиально-аккумулятивный процесс, аккумулятивная часть которого должна все время поддерживаться на высоком уровне. В противном случае усиливается развитие подзолистого процесса и происходит быстрое снижение плодородия. Об этом свидетельствуют результаты агрохимического обследования почв Республики Беларусь в 1996–1999 гг. и данные о снижении урожайности в эти годы, прежде всего из-за недостатка удобрений.

Генезис. Дерново-подзолистые заболоченные почвы образуются в условиях длительного периодического переувлажнения застойными атмосферными или неглубоко залегающими грунтовыми водами. Они более характерны для территорий, сложенных лёссами, лёссовидными, водно-ледниковыми и древнеаллювиальными отложениями в условиях слабодренированного рельефа.

Основные массивы дерново-подзолистых заболоченных почв заняты лесами и малопродуктивными лугами. Небольшие участки, встречающиеся на фоне других почв используются под пашней. Распространены среди подзолистых и дерново-подзолистых почв. По российской классификации почв, дерново-подзолистые заболоченные почвы отнесены к типу болотно-подзолистых. Такое деление не отражает в должной степени свойств данных почв. Учитывая, что в Беларуси они занимают 37,2% площади сельскохозяйственных угодий и что степень проявления болотного процесса и его сочетание с подзолистым процессом специфична для условий Беларуси (Я.Н. Афанасьев, 1926), дерново-подзолистые заболоченные почвы рассматриваются как само-

стоятельный тип — полуболотные почвы. В них имеется вся гамма переходов от дерново-подзолистой до болотной почвы.

Степень заболоченности оценивается по характеру оглеения. По Ф.Р. Зайдельману, ее можно определить по коэффициенту заболоченности (K), под которым понимается отношение Fe к Mn в почвенных ортштейнах. В зависимости от него почвы делятся:

- ◆ на дерново-подзолистые неоглеенные — $K < 3$;
- ◆ дерново-подзолистые глубоко оподзоленные — $K 3...7$;
- ◆ дерново-подзолистые слабоглееватые — $K 7...10$;
- ◆ дерново-подзолистые глееватые — $K 10...30$;
- ◆ дерново-подзолистые глеевые — $K > 30$;
- ◆ торфянисто-подзолисто-глеевые — ортштейнов нет, интенсивное оглеение по всему профилю.

Классификация, свойства, сельскохозяйственное использование. В зависимости от характера увлажнения тип дерново-подзолистых заболоченных почв делится на подтипы: 1) дерново-подзолистые поверхностно-оглеенные; 2) дерново-подзолистые грунтово-оглеенные; 3) дерново-подзолистые поверхностно-оглеенные осушенные; 4) дерново-подзолистые грунтово-оглеенные осушенные.

В пределах указанных подтипов выделяют следующие роды.

1. *Обычные почвы.* Формируются на породах тяжелого гранулометрического состава. Характеризуются четко выраженными подтиповыми признаками.

2. *Почвы с ортштейновым горизонтом.* Формируются на рыхлых породах. Оксиды железа, выпадающие в осадок из почвенно-грунтовых вод по верхней границе капиллярно-насыщенного слоя, формируют плотный горизонт ржаво-бурого цвета (B_r).

3. *Вторично насыщенные почвы.* Образуются на тяжелых породах, содержащих на глубине карбонаты. При изменении водного режима (поднятие уровня грунтовых вод) происходит насыщение элювиальной части профиля карбонатами.

4. *Иллювиально(железисто)-гумусовые почвы.* Формируются на рыхлых отложениях. В профиле присутствует горизонт (B_h) кофейно-коричневого цвета, в котором накапливаются гумус и полуторные оксиды.

На виды дерново-подзолистые заболачиваемые почвы делятся в зависимости от степени гидроморфизма и положения в профиле оглеенных (глеевых) горизонтов: 1) поверхностно-глееватые; 2) поверхностно-глеевые; 3) грунтово-глееватые; 4) грунтово-глеевые.

По мощности гумусового горизонта дерново-подзолистые заболоченные почвы делятся на *слабодерновые* ($A_1 < 10$ см) и *среднедерновые* ($A_1 > 10$ см).

Дерново-подзолистые поверхностно-оглеенные почвы формируются на породах тяжелого гранулометрического состава (глины, суглинки) или при неглубоком залегании от поверхности плотных подстилающих пород. Они распространены на пониженных бессточных участках водоразделов, в местах застоя атмосферных вод. Характерной особенностью таких почв является усиление признаков гидроморфизма от поверхности к средней части профиля. На глубине 1 м эти признаки ослабевают и в нижней части профиля выражены слабо или практически отсутствуют.

Профиль поверхностно-глеевой почвы имеет следующее строение:

A_0 — лесная подстилка бурого цвета, состоит из разложившихся остатков древесной и травяной растительности, мощность 5...8 см;

$A_{1(\bar{g})}$ — гумусово-аккумулятивный горизонт темно-серого цвета, с сизоватым оттенком; встречаются мелкие ржаво-охристые пятна, железисто-марганцевые конкреции, охристо-бурые прожилки по ходам корней; мелкокомковатой структуры, слабо уплотнен; мощность 10...20 см; переход ясный, неровный;

$A_{2\bar{g}}$ — подзолистый оглеенный горизонт сизовато-белесого или белесо-серого цвета; встречаются ржаво-охристые пятна, конкреции; структура плитчато-листовая, пластинчатая; чаще бесструктурный; уплотнен; мощность 10...35 см; переход — затеками;

$B_{1\bar{g}}$ — иллювиальный оглеенный горизонт красно-бурого или палево-бурого цвета, с четко выраженными признаками гидроморфизма в виде сизых пятен, затеков, прослоек, охристо-бурых пятен, конкреций; плотный; структура плитчато-комковатая, плитчато-ореховатая, глыбистая; мощность 30...60 см; переход постепенный;

$B_{2C(\bar{g})}$ — переходный горизонт красно-бурого или палево-бурого цвета, с ржаво-охристыми и редкими сизыми пятнами, изредка встречаются конкреции; структура комковато-глыбистая, глыбистая; мощность 30...50 см; переход постепенный;

C — почвообразующая порода, глубина залегания около 150 см.

Поверхностно-глеевые почвы, в отличие от глееватых, формируются в условиях более длительного застоя атмосферных вод и имеют укороченный профиль. Признаки гидроморфизма у них сильнее выражены начиная с верхнего горизонта (сизый оттенок в горизонте A_1 , обилие конкреций). Под оглеенным подзолистым ($A_{2\bar{g}}$) или иллювиальным ($B_{1\bar{g}}$) горизонтом залегает глеевый ($\bar{G}$). Признаки гидроморфизма исчезают на глубине 150 см.

Дерново-подзолистые грунтово-оглеенные почвы формируются преимущественно на легких породах в условиях близкого залегания от поверхностных грунтовых вод. Первичные признаки гидроморфизма

в виде ржаво-охристых пятен и ортзандов появляются обычно в подзолистом горизонте и усиливаются с глубиной.

Профиль дерново-подзолистой грунтово-глееватой почвы состоит из следующих горизонтов:

A_0 — лесная подстилка мощностью 5...8 см, светло-бурого или бурого цвета, часто с присыпкой краснозёма, среднеразложившаяся;

$A_{1(g)}$ — гумусово-аккумулятивный горизонт серого или темно-серого цвета, иногда с белесым оттенком, структура мелкокомковатая, иногда отсутствует; мощность 5...20 см; переход ясный, неровный;

$A_{2(g)}$ — подзолистый горизонт белесого или серовато-белесого цвета, бесструктурный, уплотнен, мощность 10...30 см, переход ясный;

B_{1h} (B_{1fh}) — иллювиально-гумусовый (иллювиально-гумусово-железистый) горизонт коричневого или буро-коричневого цвета, структура иногда мелкокомковатая (ореховатая), чаще бесструктурный, уплотнен, мощность 10...30 см, переход заметный;

B_{1g} — иллювиально-оглеенный горизонт темно-желтого, буровато-желтого цвета, с белесо-сизыми и ржаво-охристыми пятнами, бесструктурный, мощность 20...60 см, переход постепенный;

B_2C_g — переходный оглеенный горизонт желтовато-белесого или желтовато-сизого цвета, бесструктурный, мощность 30...50 см, переход постепенный;

G — оглеенная почвообразующая порода, часто на глубине около 2 м появляются грунтовые воды.

Грунтово-глеевые почвы формируются в условиях более близкого залегания от поверхности грунтовых вод — 100 см и менее. Они имеют укороченный профиль. Глеевый горизонт располагается часто непосредственно под иллювиально-гумусовым (иллювиально-гумусово-железистым). Характерным признаком дерново-подзолистых грунтово-оглеенных почв является наличие в профиле иллювиально-гумусово-железистого горизонта.

Дерново-подзолистые заболоченные осушенные почвы, в отличие от не мелиорированных естественных аналогов, имеют более блеклые тона в бывших оглеенных горизонтах (вместо сизого преобладают белесые оттенки). Наряду с ржаво-охристыми пятнами и крупными конкрециями в профиле появляются горизонтальные полосы аналогичного цвета — ортзанды. В засушливые периоды весь профиль почвы и особенно иллювиальные горизонты заметно уплотняются.

В естественном состоянии дерново-подзолистые заболоченные почвы имеют кислую реакцию по всему профилю (pH_{KCl} 3,6...5,5), высокое содержание подвижного алюминия, низкую степень насыщенности

основаниями в верхней части профиля. В поверхностно-оглеенных почвах активнее, чем в автоморфных дерново-подзолистых, происходит обеднение илом подзолистого горизонта; накопление ила отмечается в иллювиальной части профиля (табл. 17.6).

Таблица 17.6

Физико-химические свойства дерново-подзолистой обычной грунтово-глеевой легкосуглинистой почвы на лёссовидном суглинке

Гори- зонт	Содер- жание гумуса, %	Содер- жание азота об- щего, %	pH _{KCl}	Содер- жание Al	Hг	S	ЕКО	V, %	Содержание, мэкв/100 г почвы	
				мэкв/100 г почвы					P ₂ O ₅	K ₂ O
A _n	3,6	0,31	5,6	4,5	6,1	8,2	14,3	57,3	12,8	8,3
A ₂	1,3	0,08	5,4	5,2	3,7	6,7	10,4	64,4	10,4	9,2
B ₁₀	0,2	0,02	5,5	6,3	1,4	6,7	8,1	82,7	18,6	13,1
B ₂₀	—	—	5,8	5,5	2,5	7,8	10,3	75,7	17,7	10,0
C ₁	—	—	5,6	7,1	3,6	6,6	10,2	64,7	—	—
C ₂	—	—	5,7	6,4	3,2	8,1	11,3	71,7	—	—

Содержание гумуса составляет 2,0...6,0% в глееватых и до 10% в глеевых почвах. В верхней части профиля грунтово-глеевых почв в составе гумуса преобладают комплексно-гетерополярные соли гумусовых кислот при отношении $C_{гк} : C_{фк} > 1$, в иллювиально-гумусовом горизонте преобладают фульвокислоты.

Глееватые и глеевые почвы нуждаются в осушительной мелиорации. Без нее их использование малопродуктивно. В отдельных случаях коренная мелиорация может быть заменена набором таких агромероприятий, как узкозагонная вспашка, бороздование, посев на гребнях и другие, которые должны сочетаться с мероприятиями, рекомендуемыми для повышения плодородия автоморфных дерново-подзолистых почв.

17.10. Болотно-подзолистые почвы

Генезис. Болотно-подзолистые почвы формируются при сочетании болотного и подзолистого процессов почвообразования на пониженных элементах рельефа, плоских бессточных равнинах, по окраинам верховых болот, т.е. в местах застоя и накопления атмосферных вод. В усло-

виях Полесья на рыхлых породах их формирование связано с близким залеганием от поверхности опресненных грунтовых вод. От подзолистых почв болотно-подзолистые почвы отличаются наличием оглеения в элювиальном и иллювиальном горизонтах, от болотных — наличием подзолистого горизонта и меньшей степенью проявления оглеения минеральной части почвы.

Основные массы болотно-подзолистых почв в Республике Беларусь заняты лесами. В естественном состоянии эти почвы обладают комплексом неблагоприятных свойств, что делает их малопригодными для использования в сельскохозяйственном производстве.

Классификация и свойства. С поверхности болотно-подзолистые почвы имеют слой лесной подстилки (A_0) мощностью около 5 см, реже моховой очёс (Оч). Под слоем лесной подстилки залегает торфяной горизонт (Т) мощностью 10...30 см. Торфяной горизонт сменяется гумусовым (A_{1g}), сизо-черного цвета, мощностью 8...15 см (иногда отсутствует). Ниже расположен подзолистый горизонт (A_{2g}) серовато-белесого цвета, мощностью 10...25 см. Он довольно резко переходит в иллювиальный горизонт (B_g) коричневого или буро-коричневого цвета, который обычно сменяется глеевым (G). На легких породах под подзолистым горизонтом обычно располагается гумусово-иллювиальный (B_h) коричневого цвета.

По характеру увлажнения болотно-подзолистые почвы Беларуси делятся на два подтипа:

- 1) *торфянисто-подзолистые поверхностно-оглеенные* (A_0 — 20...30 см, оглеение по всему профилю);
- 2) *торфянисто-подзолистые грунтово-оглеенные* (A_0 — 10...30 см, оглеение сильное, нижняя часть переувлажнена).

Подтипы разделяются на роды: 1) *обычные* почвы — формируются на тяжелых породах; 2) *иллювиально(железисто)-гумусовые* почвы — развиваются на рыхлых породах.

В зависимости от мощности органического слоя выделяют два вида болотно-подзолистых почв: *торфянистые* (горизонт Т до 20 см) и *торфяные* (горизонт Т 20...30 см).

Болотно-подзолистые почвы характеризуются кислой реакцией по всему профилю (pH_{KCl} в верхней части 2,4...3,7), степень насыщенности основаниями не более 40%. В иллювиальном горизонте кислотность понижается до pH_{KCl} 3,6...4,5, насыщенность основаниями достигает 50...55%.

Подзолистый горизонт обогащен кремнезёмом, обеднен илом и полутораоксидами, в глеевом горизонте повышено содержание подвиж-

ных соединений железа. Болотно-подзолистые почвы отличаются малой продуктивностью и без мелиорации применение их под пашню нецелесообразно. Они используются в основном под лесами.

17.11. Болотные почвы

Болотные почвы распространены на территории таёжно-лесной и тундровой зон и занимают 3923 тыс. км² равнинных территорий почти на всех континентах. В России на них приходится около 1500 тыс. км², они расположены на западе и северо-западе европейской части (Ленинградская, Мурманская, Калининградская обл. и др.), в Западно-Сибирской низменности, на Дальнем Востоке. В Беларуси болотные почвы составляют 11,3% площади сельхозугодий. Наибольшее их количество расположено в Брестской области (18,8%), наименьшее — в Могилёвской (6,0%).

Генезис. Типы заболачивания. Все болотные почвы относятся к ряду гидроморфных, т.е. развивающихся в условиях постоянного избыточного увлажнения. Они образуются под влиянием болотного процесса почвообразования, слагаемыми которого являются торфообразование и оглеение. Этот процесс протекает в анаэробных условиях, когда снижается интенсивность окислительных процессов, замедляется разложение органического вещества и неразложившиеся растительные остатки накапливаются на поверхности почвы в виде торфа. Торфообразование сопровождается оглеением лежащей под торфом породы. Оба процесса протекают при обязательном участии различных грибов и бактерий, выполняющих сложные биохимические превращения органических веществ и минеральной части почвы.

В зависимости от характера увлажнения, химического состава вод, рельефа местности и почвообразующих пород различают два основных типа заболачивания (болотообразования): заболачивание суши и заторфовывание водоемов.

Заболачивание суши распространено преимущественно в северной и средней тайге. Оно может развиваться под влиянием атмосферных вод, пресных (мягких) и жестких грунтовых вод.

Поверхностное заболачивание атмосферными водами происходит на выровненных территориях, сложенных тяжелыми породами; атмосферные осадки, накапливаясь в понижениях, вызывают смену растительности, когда злаки и осоки уступают зеленому гипновым мхам, а последние — белым сфагновым. Наличие последнего

обеспечивает развитие болотного процесса, в результате которого сначала образуются перегнойно-подзолистые поверхностно-глееватые и глеевые почвы с содержанием органического вещества до 15...20% (подтипы болотно-подзолистых почв). В дальнейшем формируется торфяной горизонт и образуются торфянисто-подзолистые почвы, превращающиеся в верховую торфяно-болотную почву.

Заболачивание мягкими грунтовыми водами развивается на бескарбонатных, чаще легких породах, подстилаемых тяжелыми моренными суглинками или озерными отложениями. В сочетании с просачивающимися атмосферными осадками грунтовые воды вызывают постоянное переувлажнение почвенного профиля. Заболачивание начинается оглеением в нижней части профиля и образованием торфянистой подстилки в верхней части, которая затем превращается в торфяной горизонт. В результате образуются болотно-подзолистые почвы, превращающиеся в торфяно-глеевые и торфяные почвы верхового болота. В надпочвенном покрове этих почв преобладают также сфагновые мхи.

Заболачивание жесткими грунтовыми водами происходит в понижениях водоразделов, на древнепойменных террасах с неглубоким залеганием жестких грунтовых вод. Они создают более благоприятный питательный режим для растений благодаря наличию различных минеральных соединений, в том числе $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. На таких участках хорошо развиваются травянистая растительность, береза, черная ольха, ива и др. Процессы гумификации протекают при нейтральной или слабощелочной реакции, что способствует закреплению гумусовых веществ ионом кальция и формированию хорошо выраженного дернового горизонта в верхней части на фоне протекания процесса оглеения в нижней. В этих условиях сначала образуются дерново-глеевые почвы, которые при устойчивом и длительном переувлажнении превращаются в болотную торфяную почву низинного типа. При изменении водного режима и условий питания растений почвы низинных болот могут переходить в почвы верховых болот.

Заторфовывание водоемов — процесс заполнения торфянистыми органическими остатками озер, рек и ручьев с медленно текущей водой вследствие постепенного зарастания их растительностью. Первоначально на дне водоема откладывается ил, попавший в воду при размывании берегов. Он часто обогащен карбонатами и называется *озерным мергелем*. Но уже скоро озеро начинает заселяться планктонными организмами (водорослями, ракообразными), которые при отмирании смешиваются с илом и образуют сапропель (гниющий ил). Одновременно

происходит зарастание берегов озера растительностью, прикрепленной к донным и прибрежным отложениям в виде пояса осок, камышей, водяной лилии (т.е. состав растительности меняется с глубиной). В водоеме поселяются плавающие растения — сабельник, телорез и др. Постепенно происходит заторфовывание водоема сверху и снизу, все окна воды закрываются, и водоем превращается в торфяное болото. Мощность торфа может достигать 15 м и более. При этом на поверхности торфяной толщи может поселяться разная растительность и могут последовательно развиваться почвы низинного или верхового болота.

Классификация, свойства и агрономическая характеристика. Болотные почвы таёжно-лесной зоны, в том числе Беларуси, делятся на два типа: торфяно-болотные низинные и торфяно-болотные верховые. В других зонах они наряду с общими свойствами болотных почв имеют зональные особенности: в виде признаков карбонатности, засоления, осолодения, солонцеватости и др. (см. рис. 4 цв. вклейки между с. 288 и 289).

В условиях Беларуси более 78% площади торфяно-болотных почв занимают низинные торфяники. Основная их часть сосредоточена в пределах Полесской низменности, где они составляют 85% площади болотных массивов и в основном представляют заросшие неглубокие водоемы или озеровидные понижения, заполненные тростниковым торфом. В северной части республики встречаются отложения сапропелей различного состава и мощности, а также отложения известковых сапропелитов, озерного мергеля, туфа и извести.

Наиболее крупные массивы верховых торфяников расположены в притеррасной части поймы Припяти, на водоразделах Птичи, Цны, Случи, Вити, Словечны, на пологих склонах долин, вторых и третьих надпойменных террас в северной части Беларуси. Значительные площади верховых болот встречаются среди лесов в виде «мшар» размерами до 1 га.

Торфяно-болотные почвы низинного типа в общем виде имеют следующее строение профиля:

A_0 (A_d) — лесная подстилка (дернина) мощностью 3...8 см;

T — торфяной горизонт мощностью от 0,2 до 2 м и более. В зависимости от степени разложения торфа, ботанического состава, цвета делится на подгоризонты T_1 , T_2 , T_3 и т.д. Горизонты торфа глубже 100 см считаются почвообразующей породой;

G — глеевый горизонт. Залегает под торфяным горизонтом.

Часто под слоем торфа в верхней части минеральной подстилающей породы выделяется горизонт A_1 (перегнойный) черного цвета.

По белорусской классификации в типе низинных болотных почв выделяют следующие подтипы: 1) болотные торфяно-глеевые низинные (мощность торфа 20...50 см); 2) болотные торфяные низинные (мощность торфа более 50 см); 3) торфяно-глеевые низинные осушенные (мощность торфа 20...50 см); 4) торфяные низинные осушенные (мощность торфа более 50 см).

На роды торфяно-болотные низинные почвы делятся в зависимости от состава золы, отражающего характер водно-минерального питания: 1) обычные (нормально-зольные) — зольность 12...59%; 2) карбонатные (содержание карбонатов кальция от 5...8 до 25...35%); 3) заиленные; 4) ожелезненные (содержание Fe_2O_3 более 6%); 5) вивианитизированные (содержание P_2O_5 более 0,7%).

Максимальная зольность низинных торфов условно принята за 50%.

На виды низинные торфяно-болотные почвы делятся:

♦ по мощности торфяного слоя: 1) торфянисто-глеевые — мощность торфа 20...30 см; 2) торфяно-глеевые — 30...50 см; 3) торфяные на маломощных торфах — 50...100 см; 4) торфяные на среднемощных торфах — 100...200 см; 5) торфяные на мощных торфах — более 200 см;

♦ по степени разложения торфа: 1) торфяные — степень разложения до 25%; 2) торфяно-перегнойные — 25...45%; 3) перегнойные — более 45% (табл. 17.7).

Таблица 17.7

Признаки различной степени разложения торфа (В.Н. Ефимов, 1987)

Степень разложения, %	Основные признаки состояния торфа
< 15 — неразложившийся	Торфяная масса не продавливается между пальцами. Поверхность торфа шероховатая. Хорошо различимы растительные остатки. Вода светлого цвета, выжимается сплошной струей
15...20 — весьма слаборазложившийся	Вода выжимается частыми каплями, почти образуя сплошную струю светло-желтого цвета
20...25 — слаборазложившийся	Вода желтого цвета отжимается в большом количестве. Растительные остатки заметны хуже
25...35 — среднеразложившийся	Масса торфа почти не продавливается между пальцами. Заметны остатки растительности. Вода светло-коричневого цвета, отжимается частыми каплями. Торф слабо пачкает руку

Окончание табл. 17.7

Степень разложения, %	Основные признаки состояния торфа
35...45 — хорошо разложившийся	Масса торфа между пальцами продавливается слабо. Вода коричневого цвета. Выделяется редкими каплями
45...55 — сильно-разложившийся	Масса торфа продавливается между пальцами, пачкая руку. В торфе заметны отдельные растительные остатки. Вода темно-коричневого цвета, отжимается в малом количестве
> 55 — весьма сильно разложившийся	Торф продавливается между пальцами в виде грязеподобной черной массы. Вода не отжимается. Растительные остатки совершенно не различимы

Разновидности торфяных почв выделяются в зависимости от ботанического состава торфа. У торфяно-глеевых почв указываются также гранулометрический состав и генезис минеральной (подстилающей) породы.

При полевом изучении болотных почв степень разложения, ботанический состав, цвет торфа служат основой для выделения в торфяной толще отдельных генетических горизонтов (T_1 , T_2 , T_3 и т.д.). По ботаническому составу торф низинных болот может быть осоковым, разнотравно-осоковым, мохово-осоковым, тростниковым, древесным, древесно-тростниковым и др. Цвет торфа зависит от ботанического состава и степени разложения. Травяной торф имеет буровато-черный или черный цвет, присутствие древесины придает торфу красновато-коричневые тона, моховой торф преимущественно желтовато-бурого, бурого, черно-бурого цвета. С увеличением степени разложения торф приобретает более темные оттенки.

Профиль торфяно-глеевых почв имеет следующее строение:

$A_d(A_0)$ — дернина (очёс, лесная подстилка) мощностью 3...5 см, бурого или буровато-черного цвета, состоит из полуразложившихся остатков травянистой растительности или лесного опада;

T_1 — торфяной горизонт мощностью 30...50 см, буровато-черного цвета; торф среднеразложившийся; встречаются остатки травянистой растительности; рыхлый; содержит много корней; переход ясный;

G_h — глеевый горизонт черного цвета мощностью 15...25 см, супесчаный, бесструктурный, уплотнен, встречаются корни, переход заметный, неровный;

G — глеевый горизонт грязно-сизого цвета, с редкими ржаво-охристыми пятнами и прожилками в верхней части, супесчаный, бесструктурный, уплотнен, грунтовые воды с глубины 70 см.

Полное название почвы — торфяно-глеевая низинного типа на среднеразложившихся разнотравно-осоковых торфах, подстилаемых водно-ледниковой супесью.

Профиль болотной торфяной почвы отличается от торфяно-глеевой не только мощностью торфяного слоя, но и степенью разложения торфа, а часто и различным ботаническим составом. Он состоит из следующих горизонтов: $A_d - T_1 - T_2 - T_3 - G$.

Болотные верховые почвы имеют следующее строение:

Оч — моховой очёс, буровато-сфагновый мох с редкими включениями остатков травянистой и древесной растительности, мощность 8...15 см;

T_1 — торфяной горизонт желто-бурого цвета, мощность 30...50 см; торф весьма слаборазложившийся; хорошо различимы остатки сфагнового мха, осок, полкустарников; рыхлый; встречаются корни растений; переход ясный;

T_2 — торфяной горизонт светло-бурого цвета, мощность 50...90 см; торф среднеразложившийся; заметны остатки мха, корневища осок, древесной растительности (сосна); рыхлый; переход заметный;

T_3 — торфяной горизонт темно-бурого цвета, мощность 90...140 см; торф хорошо разложившийся; встречаются остатки полкустарников (корневища), древесины сосны; рыхлый; переход ясный;

G — глеевый горизонт голубовато-сизого цвета с гумусовыми за-теками в верхней части, суглинистый, бесструктурный, уплотнен. Вода на глубине 60 см.

Полное название почвы — болотная верховая торфяная на средне-мощных слаборазложившихся осоково-сфагновых торфах.

Торфяно-болотные верховые почвы подразделяются на подтипы: 1) болотные верховые торфяно-глеевые; 2) болотные верховые торфяные; 3) торфяно-глеевые осушенные; 4) торфяные верховые осушенные.

В пределах указанных подтипов выделяются роды: 1) обычные почвы; 2) переходные (остаточно-низинные засфагненные) почвы.

Переходные (остаточно-низинные засфагненные) верховые торфяно-болотные почвы занимают промежуточное положение между почвами низинного и верхового типов. Они развиваются обычно на низинном торфе, имеют более высокую зольность и менее кислую реакцию, чем почвы верхового типа. По физико-химическим свойствам и микробиологическим особенностям переходные почвы в одних случаях стоят ближе к низинному, в других — к верховому типу. При этом они могут формироваться при избыточном увлажнении как атмосферными, так и жесткими грунтовыми водами (В.Н. Ефимов, 1986).

Деление торфяно-болотных почв верхового типа на виды по мощности торфяной толщи аналогично делению на виды торфяно-болотных почв низинного типа.

Химический состав и физические свойства болотных почв являются отражением специфики и характера органического вещества. В общем виде их особенности приведены в табл. 17.8, а в табл. 17.9 и 17.10 — различия между низинным и верховым торфом по комплексу важнейших агрофизических и агрономических свойств. Из-за низкой степени разложения верховые почвы имеют меньшую плотность и более высокую влагоемкость, чем низинные. Зольность торфа верховых болот значительно отстает от зольности низинных почв (2...5% по сравнению с 5...10% у низкозольных до 30...50% у высокозольных). В связи с этим они имеют сильноокислую реакцию, в то время как низинные почвы кислую реакцию имеют редко. Для низинных почв характерна высокая степень насыщенности основаниями (до 100%), для верховых она изменяется от 10 до 30%. Все виды торфа бедны калием; валового фосфора содержится от 0,1...0,25% в верховом до 0,2...0,7% в пойменном торфе, повышенным содержанием кальция (2...4%) отличается низинный торф.

Таблица 17.8

Химические и физические свойства торфа различных типов болот
(И.С. Лупинович, Т.Ф. Голуб, 1958)

Показатель	Тип болот			
	Верховые	Низинные		Пойменные
		ольшанико- вые	травянистые	
Степень разложения, %	5...50	40...60	25...40	30...60
Зольность, %	2...5	13...25	7...20	8...20
Содержание азота общего, %	1,02...2,0	3,0...3,7	2,0...4,0	2,8...3,8
Содержание P_2O_5 , %	0,1...0,25	0,15...0,4	0,15...0,45	0,2...0,7
Содержание K_2O , %	0,04...0,08	0,4...0,2	0,02...0,3	0,1...0,3
Содержание CaO , %	0,3...0,48	4,0...4,5	2,0...3,9	3,5...4,0
Влагоемкость, %	600...1200	460...550	640...870	360...420
Плотность, г/см ³	0,04...0,08	0,14...0,23	0,11...0,17	0,17...0,27
pH водной вытяжки	3,2...4,2	5,9...6,2	5,5...6,0	5,5...6,0

Таблица 17.9

Физико-химические свойства низинной торфяной почвы (Е.И. Петровский, 1988)

Глубина, см	Плотность, г/см ³	Полная влагоемкость	Зольность	рН _{KCl}	Нг	S	ЕКО	V, %	Содержание азота общего, %	Содержание, мг/100 г почвы	
		% к сухому торфу								P ₂ O ₅	K ₂ O
0...10	0,09	602	10,39	6,2	6,76	131,51	138,27	95,1	2,60	19,24	14,39
10...20	0,21	429	12,26	5,6	11,79	187,69	199,48	94,1	2,87	10,05	18,38
20...40	0,16	673	13,81	5,7	11,87	236,38	248,25	95,2	2,20	1,83	14,75
40...60	0,17	649	14,07	5,6	16,55	243,35	259,90	93,6	—	—	13,86
60...80	0,17	633	13,86	5,6	21,58	242,46	264,04	91,8	1,99	0,24	13,64
80...100	0,15	698	13,73	5,6	19,66	260,20	279,16	93,2	1,97	0,24	8,93
100...120	0,16	664	12,38	5,5	21,49	236,87	258,36	97,7	—	—	10,97

Таблица 17.10

Физико-химические свойства верховой торфяной почвы

Глубина, см	Плотность, г/см ³	Полная влагоемкость	Зольность	рН _{KCl}	Нг	S	ЕКО	V, %	Содержание азота общего, %	Содержание, мг/100 г почвы	
		% к сухому торфу								P ₂ O ₅	K ₂ O
0...10	0,018	1495	2,37	2,8	96,85	29,52	126,37	23,3	1,50	16,34	7,54
10...20	0,043	1802	1,28	2,6	110,69	50,69	161,30	31,4	1,70	5,20	7,57
20...40	0,062	2117	1,29	2,3	101,03	41,73	142,76	29,2	2,58	2,41	15,31
40...60	0,061	2529	1,39	2,6	103,42	32,96	136,76	24,2	—	—	20,68
60...80	0,064	2657	1,33	2,8	88,32	33,75	122,07	27,6	2,81	2,10	15,95
80...100	0,071	2637	1,18	2,8	81,87	30,46	112,33	27,1	2,95	—	11,57
100...120	0,072	—	1,10	2,8	91,12	35,65	126,77	28,1	—	1,60	—

Основную часть торфа составляет органическое вещество в различной степени разложения и в разных почвах оно резко отличается по количеству и качеству гумуса. Низинные торфяные почвы характеризуются высоким (до 42%) содержанием гумусовых веществ, среди которых преобладают гуминовые кислоты. Торф верховых болот слабогумусированный, гумусовых веществ содержит не более 10...15%, в их составе преобладают фульвокислоты. Гумусовые вещества низинного торфа богаче углеродом и азотом и беднее кислородом, чем гумусовые вещества верхового торфа. Они существенно различаются по содержанию азота, которое достигает в низинном торфе 3...4%, а в верховом изменяется от 0,5 до 2,0%. Многие торфяные почвы бедны медью, кобальтом, бором, молибденом. В формировании торфяно-болотных почв большое значение имеют микроорганизмы (И.М. Курбатов, Т.Г. Зименко).

Использование болотных почв и торфа. Торфяно-болотные почвы в природном состоянии из-за переувлажнения лишь частично используются как малопродуктивные сенокосы, дающие 5...10 ц/га сена.

В результате осушения низинные и верховые болотные почвы используются по-разному. В высокопродуктивные сельскохозяйственные земли после осушения переводятся низинные болотные почвы, отличающиеся от верховых большим содержанием азота, большей зольностью и меньшей кислотностью. Мелиорация торфяных почв должна обеспечивать двухстороннее регулирование водного режима с тем, чтобы не допустить пересыхания пахотного горизонта, когда торф в нем превращается в пылеватую массу, подверженную ветровой эрозии.

При осушении изменяется водный режим почвы, который обуславливается нормой осушения, но становится зависимым от атмосферных осадков и верховодки. Средняя норма осушения составляет за весь период вегетации для луговых трав 0,4...0,6, сенокосов и пастбищ — 0,7...0,8, зерновых культур — 0,7...0,9, технических культур и корнеклубнеплодов — 0,8...1,0 м. Весной уровень грунтовых вод должен быть выше нормы осушения за вегетацию.

Осушение резко усиливает разложение органического вещества торфа. В почве увеличивается зольность, накапливаются питательные вещества, в частности может иметь место накопление избытка минерального азота и развитие денитрификации, что вызывает потерю азота. Увеличение минеральной массы повышает плотность, снижает влагоемкость почвы, в них возрастает количество SiO_2 .

Осушенные торфяно-болотные низинные почвы представляют ценный земельный фонд как сенокосные угодья, они также пригодны

для возделывания требовательных к условиям питания сельскохозяйственных культур. Поскольку большинство болотных почв бедны фосфором, калием, микроэлементами, при возделывании сельскохозяйственных культур на мелиорированных болотных почвах необходимо систематически вносить фосфорно-калийные, а в первые годы освоения и азотные удобрения. Из микроэлементов чаще всего имеет место недостаток меди, который восполняют за счет медного купороса, пиритного огарка, комплексных удобрений. Бактериальной заправкой в начале освоения данных почв является внесение небольших доз навоза (10 т/га), что способствует значительному повышению плодородия (И.С. Лупинович, Т.Ф. Голуб).

С целью защиты осушенных торфяных почв от ускоренной деградации необходимо ограничить, а лучше исключить использование их под посевы пропашных культур. Целесообразно также сократить число обработок с оборотом пласта.

Хорошо разложившийся торф низинных болот после проветривания с целью снижения его влажности и активизации микробиологических и окислительных процессов может быть использован в составе торфо-навозных и других компостов.

Верховые торфяно-болотные почвы не относятся к первоочередным объектам мелиорации. Их окультурирование требует длительного времени и больших материальных затрат. Торф верховых болот в значительных количествах используется как топливо. В сельском хозяйстве он применяется в качестве подстилочного материала, после чего становится ценным органическим удобрением.

С точки зрения экологии верховые болота имеют важное природоохранное значение, являясь регуляторами водного и воздушного режимов прилегающих территорий.

17.12. Бурые лесные почвы (бурозёмы)

Бурые лесные почвы широко распространены под широколиственными, хвойно-широколиственными и хвойными лесами с развитым травяным покровом в умеренно-теплых и влажных приокеанических областях суббореального пояса, в субтропиках и тропиках, на обширных равнинах и в горах Европы, Северной Америки, на Дальнем Востоке. На территории Беларуси они встречаются в центральной и западной частях пятнами среди дерново-подзолистых почв под лесами с примесью дуба и лещины в подлеске.

Впервые термин «бурые почвы» ввел для лесных почв Заволжья Р.В. Ризположенский, позднее (1905 г.) их выделил в Германии и назвал бурозёмами Е. Раманн.

В самостоятельный почвенный тип под названием «бурые лесные почвы» они выделены в 1930 г. на Втором международном конгрессе почвоведов. На почвенной карте мира ФАО/ЮНЕСКО им присвоили термин *камбисоль*.

Генезис. Образование бурых лесных почв протекает при промывном типе водного режима на повышенных, хорошо дренированных участках, сложенных рыхлыми породами богатого минералогического состава. В Беларуси — это водно-ледниковые или моренные песчано-гравийные и гравийно-галечниковые отложения.

При бурозёмообразовании сочетается гумусово-аккумулятивный процесс с лессиважем и оглиниванием.

Оглинивание — образование вторичных глинистых минералов как в результате трансформации первичных минералов, так и в результате синтеза глин при трансформации слоистой решетки слюд (Г. Фольстер, 1963). Оглиниванию способствуют интенсивно протекающие процессы биологического круговорота веществ в условиях продолжительного периода с положительными температурами. Самые благоприятные условия для оглинивания создаются в средней части профиля, где наиболее постоянны тепловой и водный режимы, что приводит к формированию глинисто-метаморфического горизонта B_m под горизонтом A_1 . На каменисто-хрящеватых породах на горных склонах оглинивание может начинаться с поверхности. Почва получает монотонный буро-окрашенный профиль вследствие преобладания в составе гумуса бурых гуминовых кислот и фульвокислот и накопления оксидов железа.

В результате поверхностного переувлажнения почвы могут превратиться в подзолистые, а при снижении водопроницаемости — в псевдоглеи. Во влажных тропиках и субтропиках они трансформируются в краснозёмы. Образуют целый ряд переходных форм. В частности, в Прибалтике и на северо-западе России, Франции, Германии встречаются бурозёмно-подзолистые почвы, южнее — бурозём-чернозём и т.д.

Классификация, свойства и сельскохозяйственное использование. На территории России бурые лесные почвы делятся на следующие типы: 1) бурые лесные; 2) бурые лесные глеевые; 3) подзолисто-бурые лесные; 4) подзолисто-бурые лесные глеевые; 5) луговые подбелы. Среди типов выделяются подтипы глеевых, глееватых, кислых, слабонасыщенных, оподзолистых почв и др. К настоящим бурозёмам можно отнести

первые два типа (В.А. Ковда). В пределах Беларуси среди бурых лесных почв выделяется подтип бурых лесных остаточных карбонатных почв, профиль которых на генетические горизонты дифференцирован слабо и имеет однотонную бурую окраску с постепенным осветлением книзу. Профиль включает рыхлую лесную подстилку (A_0) мощностью 1...3 см. Ниже залегает гумусово-аккумулятивный горизонт (A_1) мощностью 7...10 см темно-серого (черного) цвета с буроватым оттенком, иногда заметны зерна кварца; далее — переходный горизонт (A_1B_m) буровато-серого цвета, пятнистый, мощностью 10...25 см; B_m — метаморфический горизонт коричнево- или желто-бурого цвета с темными затеками, мощностью 25...30 см; B_3C — переходный горизонт буровато-желтого цвета, мощностью 25...30 см, встречаются ортзанды, постепенно переходит в материнскую породу. Почвообразующая порода $C(C_k)$ серовато-желтая, белесая, иногда с пятнами оглеения, стяжениями карбонатов.

В пределах бурых лесных остаточных карбонатных почв выделяются два рода: образованные на моренных песчано-гравийных отложениях; образованные на водно-ледниковых песчано-гравийных и гравийно-галечниковых отложениях.

По содержанию в горизонте A_1 гумуса роды делятся на следующие виды: малогумусовые (< 3%), среднегумусовые (3...5%) и многогумусовые почвы (> 5%).

Реакция по всему профилю бурозёмов кислая или слабокислая. Содержание гумуса в них высокое, с глубиной постепенно, но быстро уменьшается. Тип гумуса — фульватный, но в белорусских почвах — гуматный; гуминовые кислоты в значительной доле связаны с глинистыми минералами, а также с кальцием, железом, алюминием. В верхних горизонтах бурозёмов заметны аккумуляция оснований, высокое содержание подвижных несиликатных форм Fe и Al и уменьшение их с глубиной (табл. 17.11, рис. 17.2). В составе обменных оснований 70...80% приходится на долю Ca и Mg.

Бурым лесным почвам присуща высокая скважность, высокая влагоемкость и достаточная водопроницаемость.

Несмотря на промывной водный режим и вынос минеральных и органических соединений из верхней части профиля, подзолообразование в типичных лесных почвах не выражено из-за высокой аккумуляции в лесной подстилке зольных элементов, в том числе кальция, и интенсивного биологического круговорота веществ. При нарастании континентальности климата процесс разложения лесного опада замедляется и появляется оподзоленный горизонт A_2 или A_2B . В приокеанических областях и везде, где проявляется переувлажнение верхних горизонтов, им свойственно поверхностное оглеение.

Таблица 17.11

Содержание гумуса и физико-химические свойства связноспесчаной бурой лесной почвы (по Т.А. Романовой и К.Н. Балахоновой)

Гори- зонт	Глубина взятия образца, см	pH _{KCl}	Содер- жание гумуса, %	$\frac{C_{гк}}{C_{фк}}$	Содер- жание Ca ²⁺	Содер- жание Mg ²⁺	H _{гидр}	V, %	Содержание подвижных оксидов, % от валового (по Тэмму)	
					мэкв/100 г почвы				Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
A ₀	0...2	4,95	—	—	15,3	4,89	11,1	22,3	—	—
A ₁	2...7	4,50	8,23	1,48	9,46	3,07	10,8	53,7	18,1	0,78
A ₁ B ₁	10...18	4,15	3,05	2,05	2,62	1,55	8,10	34,0	21,4	5,14
B _m	22...32	4,20	0,70	1,64	1,40	0,97	4,50	34,5	18,2	6,19
B ₂	45...55	4,40	0,29	—	1,44	1,11	2,20	53,7	15,4	5,86
B ₃ C	80...90	4,65	—	—	1,74	1,64	1,07	76,0	8,52	1,94

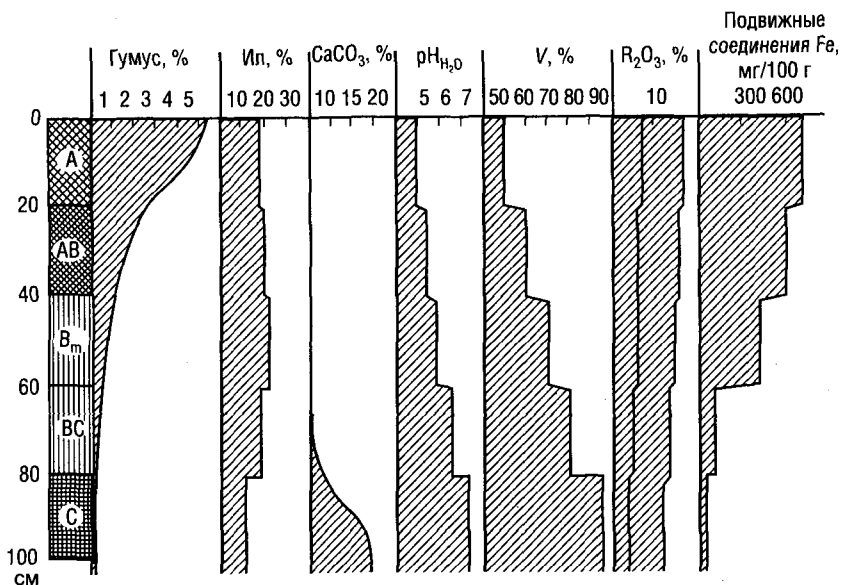


Рис. 17.2. Профильная характеристика бурой лесной почвы (В.А. Ковда, Б.Г. Розанов и др., 1988)

Сельскохозяйственное использование бурых лесных почв многостороннее. Они используются как высокопродуктивные пахотные угодья, представляют особую ценность в лесоводстве, плодоводстве, овощеводстве. В центральной и южной части Европы бурозёмы широко используются под виноградники.

При распахке бурозёмы быстро теряют гумус, поэтому для поддержания его бездефицитного баланса необходимы внесение органических удобрений, травосеяние, иногда известкование. На склоновых формах рельефа необходимы противоэрозионные мероприятия, а там, где проявляется переувлажнение, — отвод избыточных вод, осушение и др.

Глава 18

СУББОРЕАЛЬНЫЙ (УМЕРЕННО ТЕПЛЫЙ) ПОЯС

Суббореальный пояс занимает 1,5 млрд га, что составляет 14,9% общей площади суши. Большая его часть расположена в Северном, меньшая — в Южном полушарии. Зональные типы почв этого пояса следующие: чернозёмы лесостепи и степи, каштановые почвы сухих степей, бурые полупустынные и серо-бурые пустынные почвы. Среди них встречаются лугово-чернозёмные, лугово-каштановые почвы, солонцы, солончаки, солоды, в отдельных провинциях — серые и бурые лесные почвы.

18.1. Зональные почвы лесостепной зоны

Лесостепная зона характеризуется чередованием степных и лесных участков. Она распахана почти на 85%. Зональными почвами лесостепи являются серые лесные почвы. В северной части зоны они контактируют с дерново-подзолистыми почвами, в южной — со степными чернозёмами. Общая площадь серых лесных почв на территории Евразии составляет 303,6 тыс. км². Они формируются в пределах Пермского и Уфимского плато, средней части Среднерусской, Приднепровской и Приволжской возвышенностей, в предгорьях Карпат, в подгорной полосе горного массива Стара-Планина, части Добруджского плато (Болгария) и др. На территории Северной Америки эти почвы занимают 615,2 км² и встречаются в основном в Канаде.

18.1.1. Условия почвообразования

Климат в лесостепной зоне благоприятен практически для всех основных сельскохозяйственных культур, травянистой и деревянистой растительности. В связи с изменениями биоклиматических условий и характера почвообразования зона лесостепи России и Украины разделена на Украинскую, Среднерусскую, Прикамскую, Западно-Сибирскую, Прибайкальскую и Северо-Кавказскую провинции (табл. 18.1).

Климат лесостепной зоны переходит от влажного к засушливому. Тип водного режима почв — периодически промывной. В целом климат относится к умеренно-континентальному, с прохладным влажным летом в северной и восточной части и теплым на юге.

Почвообразующие породы большинства территорий провинций представлены лёссами, лёссовидными и покровными суглинками, местами мореной (Среднерусская провинция), элювиально-делювиальными отложениями (Приуралье), глинами (Западно-Сибирская провинция). Особенностью почвообразующих пород лесостепной зоны являются их карбонатность и благоприятные агрофизические свойства, что определяет высокие агрономические показатели серых лесных почв.

Растительность представлена сочетанием травянистых лесов с безлесными участками луговых степей. Лесные массивы расположены на повышенных территориях, сложенных легкими породами. Это буковые, дубово-грабовые, березово-осиновые и сосново-березовые леса с примесью лиственницы. Местами леса образуют крупные массивы.

Большое значение как фактор почвообразования в лесостепи имеет животный мир: грызуны, черви, муравьи.

18.1.2. Генезис

О генезисе серых лесных почв был высказан ряд предположений, которые могут быть сведены в четыре группы.

1. Теория первичного происхождения как самостоятельного почвенного типа под широколиственными лесами (В.В. Докучаев, 1886).

2. Теория вторичного происхождения путем деградации чернозёмов, вследствие поселения на них лесной растительности (С.И. Коржинский, 1887).

3. Теория образования из лесных дерново-подзолистых почв при развитии дернового процесса под влиянием смены древесной растительности травянистой лугово-степной (В.И. Галиев, 1904; В.Р. Вильямс, 1920).

Таблица 18.1

Климатические показатели зоны серых лесных почв (В.А. Ковда, 1988)

Провинция	Температура, °С		Длина вегетационного периода, дни	Сумма температур выше 10 °С	Осадки, мм	Испаряемость, мм	Коэффициент увлажнения (КУ)
	января	июля					
Украинская	-4...-8	19,5...20,0	150...155	2450...2600	550...700	500...550	1,0...1,2
Среднерусская	-8...-13	18,5...19,0	144...150	2200...2400	500...550	500...550	1,0
Прикамская	-13...-16	18...19	110...120	1800...1900	450...500	—	—
Западно-Сибирская	-16...-19	18,0...18,5	116...120	1750...1850	380...420	380...420	1,0
Прибайкальская	-18...-25	17,5...18,5	95...104	1400...1600	360...450	450...470	0,77...1,00
Северо-Кавказская	2...4	21...23	—	3000...3500	500...700	—	—

4. Теория формирования под влиянием гумусонакопления и связанной с ним аккумуляции зольных веществ, выщелачивания карбонатов и легкорастворимых солей, лессиважа, оглинивания, миграции гумусовых веществ и продуктов распада минералов в форме металлорганических и оксидных соединений (Б.П. Ахтырцев, 1979).

Теория деградации чернозёмов под лесом со временем не подтвердилась. Установлено, что зона распространения серых лесных почв стабильна и что современное почвообразование под широколиственными лесами приводит к формированию почв, аналогичных серым лесным.

18.1.3. Классификация, строение, свойства и агрономическая оценка

В зависимости от мощности гумусового горизонта и содержания гумуса тип серых лесных почв делится на три подтипа: *светло-серые*, *серые* и *темно-серые*.

Профиль серых почв имеет следующее строение:

A_0 — лесная подстилка мощностью до 5 см разной степени разложенности;

A_1 — гумусовый горизонт от светло-серой до темно-серой окраски в зависимости от подтипа, в типичных серых почвах — серый с коричневатым оттенком; густо пронизан корнями и имеет порошисто-зернисто-комковатую структуру;

A_1A_2 — переходный гумусово-элювиальный горизонт (в темно-серых почвах может отсутствовать), с буроватыми пятнами, структура пластинчатая или плитчато-ореховатая, характерна обильная белесая присыпка;

A_2B — переходный элювиально-иллювиальный горизонт, неоднородный, серо-бурой окраски с пятнами, структура ореховато-призматическая, обильная белесая присыпка по граням;

B_m — иллювиально-метаморфический горизонт, серо-бурый или коричнево-бурый, крупная ореховатая структура, белесая присыпка и лакировка, плотный;

$BC_{(к)}$ — переходный в материнскую породу горизонт, в котором возможно скопление карбонатов. Материнская порода (C) обычно содержит карбонаты в виде прожилок и журавчиков.

В светло-серой почве гумусовый, переходные и оподзоленные горизонты более светлые, в темно-серой — более темные с менее четкой

дифференциацией по элювиально-иллювиальному типу. Горизонт A_1A_2 может отсутствовать.

На участках с повышенным увлажнением выделяются серые лесные глеевые почвы, в пределах которых имеются три подтипа: 1) *поверхностно-глееватые*; 2) *грунтово-глееватые* (см. рис. 5 цв. вклейки между с. 288 и 289); 3) *грунтово-глеевые*. На западных ландшафтах Окско-Донской равнины встречаются серые лесные поверхностно-глеево-элювиальные и серые лесные осолодело-солонцеватые почвы.

В каждом подтипе выделяются следующие роды почв: обычные, остаточно-карбонатные, развитые на карбонатных породах; контактно-луговые на двухчленных наносах; пестроцветные на коренных пестроцветных породах; серые лесные со вторым гумусовым горизонтом.

Разделение серых лесных почв на виды производится по мощности гумусового горизонта ($A_1 + A_1A_2$) — *мощные* (> 40 см), *среднемощные* (20...40 см) и *маломощные* (< 20 см) и по глубине вскипания — *высоковскипающие* (100 см) и *глубоковскипающие* (< 100 см).

Свойства серых лесных почв по многим показателям близки к дерново-подзолистым. В них наблюдается обеднение верхних горизонтов илстой фракцией по сравнению с породой, обогащение SiO_2 и обеднение полутораоксидами, что обусловлено процессами оподзоливания и лессиважа. Однако содержание гумуса в них более высокое: от 1,5 до 12,0% (табл. 18.2, рис. 18.1).

Особенности генезиса серых лесных почв четко отражают их физико-химические свойства. Светло-серые лесные почвы имеют кислую реакцию, насыщенность основаниями около 70%. ЕКО в суглинистых почвах составляет около 14...16 мэкв/100 г почвы в гумусовом горизонте и возрастает в иллювиальном до 90 мэкв/100 г почвы.

Темно-серые лесные почвы характеризуются более высоким запасом питательных элементов, слабокислой реакцией, высокой (80...90%) степенью насыщенности основаниями и емкостью катионного обмена (35...45 мэкв/100 г почвы), т.е. по этим показателям они приближаются к чернозёмам оподзоленным.

Физические и физико-механические свойства серых лесных почв зависят от степени гумусированности и гранулометрического состава. Лучшими свойствами обладают темно-серые почвы, которые отличаются от других подтипов высоким содержанием гумуса и хорошо выраженной водопрочной структурой. Менее благоприятны свойства у светло-серых почв, которые имеют низкую влагоемкость и водопроницаемость, легко заплывают и образуют корку.

Таблица 18.2

Содержание гумуса в серых лесных целинных почвах (А.И. Троцкий)

Подтип почвы	Западно- и южно-европейская (теплая) фация		Восточно- европейская фация		Западно- и среднесибирская фация		Восточно-сибирская фация	
	A ₁ + A ₁ A ₂ , см	Гумус, %	A ₁ + A ₁ A ₂ , см	Гумус, %	A ₁ + A ₁ A ₂ , см	Гумус, %	A ₁ + A ₁ A ₂ , см	Гумус, %
Светло-серые лесные	30...35	2,5...3,5	15...25	3,0...4,0	15...20	5,0...7,0	Не распространены	
Серые лесные	35...40	3,5...6,0	30...40	4,0...6,0	18...30	До 10	15...25	7,0...8,0
Темно-серые лесные	40...50	До 8,0	40...45	5,0...8,0	25...35	До 14	20...25	До 16

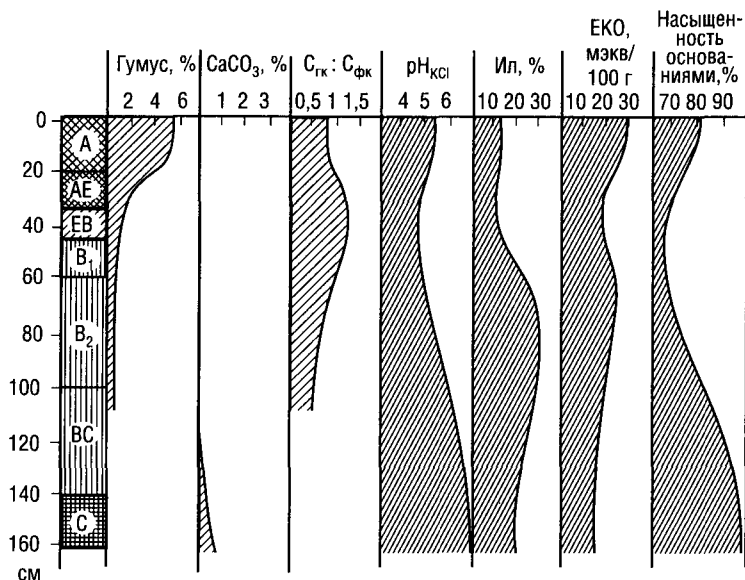


Рис. 18.1. Профильная характеристика серой лесной почвы
(В.А. Ковда, Б.Г. Розанов, 1988)

При сельскохозяйственном использовании светло-серых и серых лесных почв мероприятия однотипны: необходимы внесение органических и минеральных удобрений, известкование, посев многолетних трав. На этих почвах эффективно фосфоритование. Целесообразно также постепенное углубление пахотного слоя с одновременным внесением извести и органических удобрений. На темно-серых лесных почвах углубление можно производить в один прием; известкование проводится в исключительных случаях.

В лесостепной зоне развита эрозия, поэтому необходимо осуществлять противоэрозионные мероприятия: почвозащитные севообороты, полосное размещение посевов, обработку поперек склонов, бороздование, лункование, создание лесных полос.

На серых лесных глеевых и осолоделых почвах необходимо рыхление уплотненного иллювиального горизонта и внесение навоза с суперфосфатом. Большое значение имеют мероприятия по сохранению и накоплению влаги (снегозадержание, обработка почвы).

18.2. Чернозёмные почвы лесостепной и степной зон

Чернозёмы занимают 260 млн га (1,7% суши), из них 23 млн га — горные чернозёмы. Более половины этой площади — территория СНГ, где на долю чернозёмов приходится 8,6% всех почв (191 млн га). Значительные площади чернозёмов имеются в Румынии, Болгарии, Венгрии, Чехии, Словакии, Германии, где они не образуют четких зон. На их долю также приходится 2,59% площади Североамериканского континента.

Чернозёмы — молодые почвы. По А.П. Виноградову (1969), они образовались в послеледниковый период, 10...12 тыс. лет назад, причем возраст верхних горизонтов составляет не менее 1 тыс. лет, а возраст глубоких горизонтов — не менее 7...8 тыс. лет.

18.2.1. Условия почвообразования

Климат. На территории СНГ чернозёмные почвы распространены в виде широкого пояса от низовий Дуная до Алтая и далее на восток отдельными массивами до Хингана. Такая широтная и особенно меридиональная протяженность обусловлена неоднородностью природных условий лесостепной и степной зон, которая привела к выделению трех главных фаций почв: западная — субконтинентальная; центральная — континентальная; восточная — крайне континентальная. Они отличаются по степени выраженности основных процессов, строению профиля, на что оказало влияние изменение гидротермического коэффициента от запада к востоку.

По мере передвижения с запада на восток увеличивается сухость климата и его континентальность, так как зимние температуры понижаются, а летние остаются на одном уровне. Более мягкий климат — в лесостепи: средняя температура июля от 23...25 °С на западе до 19...21 °С на востоке, января — от -4 до -25...-27 °С. Продолжительность периода с температурой выше 10 °С на западе лесостепи 150...180 дней, на востоке — 90...120 дней, а в степной зоне соответственно 140...180 и 97...140 дней. Сумма активных температур в лесостепи от запада к востоку изменяется с 2400...3200 до 1400...1600 °С, а в степной зоне — от 2300...3500 до 1500...2300 °С. Осадков выпадает больше в Предкавказье — 500...600 мм, Поволжье — 300...400, Северном Казахстане — 300...350 мм.

Коэффициент увлажнения на севере лесостепи около 1, в степной зоне — 0,5–0,6, т.е. полупромывной тип водного режима в лесостепи меняется на непромывной в степи.

Рельеф и почвообразующие породы. Рельеф в европейских провинциях меняется от равнинного к равнинно-увалистому и увалистому, в предгорных областях Алтая и Восточной Сибири — равнинно-волнистый и увалистый (табл. 18.3).

Таблица 18.3

**Преобладающие формы рельефа и материнские породы в степной зоне
(В.Д. Муха, 1994)**

Провинция	Рельеф	Материнская порода	Гранулометрический состав
Украинская	Равнинный, равнинно-увалистый	Лёсс, лёссовидные суглинки, глины	Суглинистый (щебнистый)
Предкавказская	Плоскоравнинный (дельтовый) и предгорный	Лёсс, лёссовидные суглинки	Суглинистый
Южно-русская	Возвышенно-волнистый, равнинно-волнистый	То же	Суглинистый (щебнистый)
Заволжская	Равнинно-увалистый	Карбонатные суглинки, глина	Суглинистый
Казахстанская	Плоскоравнинный, увалистый	Карбонатные суглинки	Суглинистый
Западно-Предалтайская	Равнинный волнистый (увалистый), предгорный	То же	Суглинистый (щебнистый)
Восточно-Сибирская	Равнинно-предгорный	То же	Суглинистый

Преобладающими почвообразующими породами являются лёссы, лёссовидные и карбонатные суглинки. Гранулометрический состав преимущественно суглинистый. В Западно-Сибирской, Среднерусской и Казахстанской провинциях встречаются засоленные породы.

Растительность. По характеру растительности в чернозёмной зоне СНГ выделяют лесостепь с луговой степью и остепненными лугами, разнотравно-дерновинно-злаковую и дерновинно-злаковую степь. Важнейшим признаком зоны является отсутствие леса и преобладание

в составе растительного покрова многолетних, преимущественно плотнoderновинных злаков (ковыли, типчак, житняк и др.).

По водоразделам и речным террасам в Западной Сибири и Казахстане встречаются березовые колки, в европейской части — дубы. В настоящее время природная растительность сохранилась на небольших участках, так как основные массивы чернозёмных почв давно распашаны.

Большую роль в формировании чернозёмов играет мезофауна, особенно дождевые черви и землерои (суслики, сурки, полевки), число которых на пашне резко сокращается, но при этом увеличивается микрофлора.

18.2.2. Генезис

Относительно происхождения чернозёмов были высказаны разные гипотезы, которые можно свести в три группы:

- ◆ о растительно-наземном происхождении;
- ◆ о морском происхождении;
- ◆ о болотном происхождении.

Основоположником первой теории был М.В. Ломоносов, который в 1763 г. писал, что чернозём «произошел от согнтия животних и растительных тел со временем». Эту теорию развивали А. Болотов (1791) и Ф. Рупрехт (1866). Последний в труде «Геоботанические исследования о чернозёме» писал: «Чернозём представляет вопрос ботанический». При этом он не допускал образования чернозёма из лесной растительности. В теорию Ф. Рупрехта внесли свои дополнения А.П. Карпинский (1873), Г.И. Танфильев (1894), увязавшие образование чернозёма с лёссом.

В окончательном виде эту теорию представил В.В. Докучаев (1883), который писал, что чернозём есть результат совокупной деятельности климата, растительности, рельефа и материнской породы и что он образовался после разложения травянистой степной растительности.

Затем в 1886 г. П.А. Костычев выяснил, что при образовании чернозёма имеют значение корни многолетних трав, и именно поэтому темная окраска почв прекращается на границе образования корней. Таким образом, корни являются основными структурообразователями чернозёмов.

Согласно морской гипотезе, чернозём представляет собой продукт отложения морского ила, оставшегося после отступления Чёрного

и Каспийского морей (П.С. Паллас, 1799; А. Петцольд, 1851), или продукт размывания и переотложения ледниковым морем черной юрской сланцевой глины (Р. Мурчисон, 1862). Эта гипотеза в настоящее время не имеет сторонников.

Родоначальником теории болотного происхождения был Э.И. Эйхвальд (1850). Он считал, что чернозём произошёл из болот и тундр, на которых росли низкие кустарники, осоки, злаки, камыш и другие болотные растения. Остатки этих растений с потеплением климата и послужили материалом для образования чернозёма.

По-новому эту теорию изложил В.Р. Вильямс, который считал, что процесс образования чернозёмов может идти только на кислой алюмосиликатной породе при обсыхании торфяных болот. Этот вариант болотной гипотезы оценивается как несостоятельный, но сама болотная гипотеза не отвергается полностью, а рассматривается как первый шаг к созданию теории палеогидроморфного прошлого чернозёмов, сторонником которой является В.А. Ковда (1974).

По современным представлениям, в образовании чернозёмов ведущим процессом является гумусово-аккумулятивный в сочетании с миграцией гидрокарбоната кальция в профиле. Протекание этих процессов обуславливает формирование мощного гумусового горизонта, накопление в нем элементов питания и его оструктурирование, так как в почву попадает растительная биомасса, богатая азотом (1,0...1,5%), зольными элементами (7...8%), причем в опад поступает 40...60% общей биомассы (100...200 ц/га), из опада 40...60% приходится на корни.

Гумус лучше всего образуется при разложении богатого опада при нейтральной или щелочной реакции, в аэробной среде, при сочетании с благоприятным температурным и водным режимом. Такие условия в чернозёмной зоне создаются весной и ранним летом. Гумификация идет в условиях избытка $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, что способствует накоплению гуматов кальция. В составе гумуса преобладают гуминовые кислоты, в нем почти полностью отсутствуют свободные фульвокислоты, которые к тому же более сложны по составу в сравнении с фульвокислотами подзолистых почв. В период летнего иссушения гумификация ослабевает, при этом снижаются темпы минерализации гуминовых кислот и усиливаются процессы усложнения их молекулы. Разложение почвенных минералов из-за отсутствия свободных гуминовых кислот затруднено. Значительную долю в составе гумуса составляют органические соединения, что способствует образованию агрономически ценной структуры.

Таким образом, для чернозёмов характерно наличие мощного гумусового горизонта с высоким содержанием гумуса, постепенно убывающего с глубиной, и карбонатно-аккумулятивного горизонта под ним, хотя встречаются и бескарбонатные чернозёмы.

В общем виде профиль целинного чернозёма имеет следующее строение:

A_0 — степной войлок;

A — гумусовый горизонт, темноокрашенный, с зернистой структурой;

AB — гумусовый горизонт, темноокрашенный, с некоторым побурением, с темно-бурыми затеками, пятнами, структура ореховатая или комковато-зернистая;

B — переходный горизонт бурого цвета с затеками гумуса, в оподзоленных и выщелоченных чернозёмах разделяется на подгоризонты B_r в верхней части, B_k — в нижней, в других подтипах выделяется как B_k ;

C — материнская порода, обычно C_k .

Условия черноземообразования зависят от фациальных особенностей. Чернозёмы субконтинентальной, или западной, фации распространены на территории Германии, Польши, Венгрии, Молдавии, Южной Украины и Предкавказья, где развиваются в условиях короткой, теплой и влажной зимы, теплого лета и сухой осени. В результате образуется мощный гумусовый горизонт 100...200 см в типичных и 70...100 см в обыкновенных чернозёмах. В них содержится от 0,5% в верхней части до 4...6% карбонатов на глубине в виде налетов, в виде паутинок в верхних горизонтах, мицеллярной формы — в нижних. Чернозёмы этой фации называют *мицеллярно-карбонатными* или *миграционно-карбонатными*. Чернозёмы континентальной фации образуют широкий пояс степных почв от Волги до предгорий Алтая. По сравнению с западной фацией они содержат больше гумуса, но имеют укороченный гумусовый горизонт. Для большинства этих почв характерны наличие легкорастворимых солей и солонцеватость. Карбонаты выделяются сверху в виде пятен, книзу — в виде журавчиков в типичных чернозёмах, в форме мицелия и белоглазки — в обыкновенных. Чернозёмы резко континентальной фации (Восточная Сибирь и Центральная Азия) маломощные и малогумусные, с небольшим засолением. Для них характерны надмерзлотное оглеение и мучнистая форма карбонатов. По запасам гумуса они в 2,0–2,5 раза беднее чернозёмов континентальной фации (200...300 т/га). Широко распространены бескарбонатные и малокарбонатные виды (рис. 18.2).

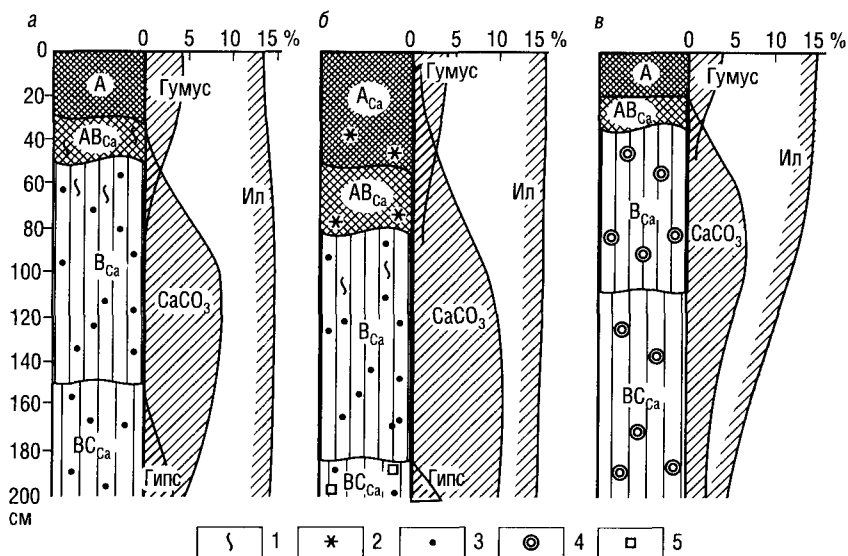


Рис. 18.2. Профильная характеристика обыкновенных чернозёмов: *а* — фации теплых кратковременно промерзающих, теплых промерзающих, умеренно теплых промерзающих и умеренных промерзающих почв; *б* — фации очень теплых периодически промерзающих почв; *в* — фации умеренных длительно промерзающих почв; 1 — прожилки; 2 — псевдомицелий; 3 — белоглазка; 4 — мучнистые скопления; 5 — натеки на щебне

При распахке в чернозёмах сильно уменьшается содержание гумуса, ухудшается структура, что требует мероприятий по их охране от деградации.

18.2.3. Классификация

Современное разделение чернозёмов на подтипы и роды приведено в табл. 18.4.

Обычные чернозёмы развиты на всех породах; слабодифференцированные — на супесчаных и песчаных породах, где типичные признаки чернозёмов выражены слабо. Глубоковскипающие вскипают глубже обычных; бескарбонатные образуются на породах, бедных силикатным кальцием. Карбонатные чернозёмы имеют карбонаты по всему профилю; солонцеватые в пределах гумусового слоя имеют уплотнен-

ный горизонт, содержащий 5% и более обменного натрия. Осолоделые чернозёмы имеют белесую присыпку в гумусовом слое; глубинно-глееватые развиваются на двухчленных слоистых породах в условиях глубинной вечной мерзлоты. Слитые чернозёмы образуются на иловато-глинистых породах в теплых фациях, имеют слитость в горизонте В; неполноразвитые имеют слаборазвитый профиль из-за молодости либо из-за формирования на сильноскелетных или хрящевато-щебнистых почвах.

Таблица 18.4

Классификация чернозёмов (И.С. Кауричев, 1989)

Подтип	Род
Оподзоленные	Обычные
	Слабодифференцированные
Выщелоченные	Глубоковскипающие
	Бескарбонатные
Типичные	Карбонатные
	Солонцеватые
Обыкновенные	Осолоделые
	Глубинно-глееватые
Южные	Слитые
	Неполноразвитые

На виды чернозёмы делятся:

♦ по мощности гумусового слоя — сверхмощные (> 120 см), мощные (120...80 см), среднемощные (80...40 см), маломощные (40...25 см), очень маломощные (< 25 см);

♦ по содержанию гумуса — тучные (> 9%), среднегумусовые (9...6%), малогумусовые (6...4%) и слабогумусированные (< 4%);

♦ по степени выраженности сопутствующего процесса — слабо-, средне-, сильновыщелоченные; слабо-, средне-, сильносолонцеватые и др.

Чернозёмы лесостепи подразделяются на оподзоленные, выщелоченные и типичные, соответственно расположенные в северной, центральной и южной частях зоны (см. рис. 6 цв. вклейки между с. 288 и 289).

Профиль *оподзоленных чернозёмов* имеет следующее строение:

$$A (A_n) - A_l - A_l B - B_t - B_k - C_k.$$

Главным отличительным признаком этого подтипа является белесая присыпка в гумусовом слое серого или темно-серого цвета. Белесая присыпка имеется и в горизонте В, который залегает ниже 120...150 см и постепенно переходит в карбонатную породу C_k . Мощность гумусового слоя ($A_1 + A_1B$) меняется от 30 до 70 см.

Выщелоченные чернозёмы присыпки не имеют, мощность горизонта A_1 30...50 см, нижняя граница горизонта B_1 — на глубине 70...60 см. Для этих чернозёмов характерно наличие выщелоченного от карбонатов горизонта B_2 , который имеет буроватую окраску с затеками гумуса. Переход в горизонт ВС или С отчетливый, на границе — скопление карбонатов в виде прожилок, известковой плесени.

Типичные чернозёмы ($A - AB_1 - B_{1k} - B_{2k} - (BC) - C_k$) имеют гумусовый профиль мощностью 90...120 см и более, карбонаты появляются на глубине 60...70 см (в нижней части горизонта AB_1 или B_1) в виде журавчиков, мицелия, трубочек.

Чернозёмы степной зоны подразделяются на обыкновенные и южные.

Обыкновенные чернозёмы имеют темно-серый или черный горизонт A_1 с отчетливой зернистой или комковато-зернистой структурой, мощностью 30...40 см. Он постепенно переходит в буроватый горизонт B_1 такой же мощности. Ниже залегает горизонт B_2 с гумусовыми затеками, переходящий в горизонт B_k , в котором карбонаты представлены в форме белоглазки. Последнее является диагностическим признаком для данного подтипа.

Южные чернозёмы распространены в южной части степи и граничат с темно-каштановыми почвами. Они имеют общую мощность гумусового слоя ($A + B_1$) 45...60 см, в горизонте B_k — белоглазки, линия вскипания расположена на границе гумусового слоя. В нижних горизонтах на глубине 1,5...2,0 м южные чернозёмы часто содержат гипс, иногда — легкорастворимые соли. Возможна осолонцеватость при невысоком содержании обменного натрия в почвенном поглощающем комплексе. Южные чернозёмы часто вскипают с поверхности.

18.2.4. Состав и свойства

Несмотря на разнообразие чернозёмов по гранулометрическому составу, для них характерны общие свойства.

1. Отсутствие существенных изменений гранулометрического состава по профилю. В минералогическом составе преобладают первичные минералы, среди вторичных — монтмориллонит. В илистой фракции

содержатся окристаллизованные полутораоксиды железа и алюминия, высокодисперсный кварц.

2. Однородность валового химического состава по профилю, иллювиальный характер распределения карбонатов.

3. Аккумуляция гумуса, азота, фосфора, серы, микроэлементов в гумусовом слое и их постоянная убыль с глубиной. В составе гумуса преобладают гуминовые кислоты ($C_{гк} : C_{фк} > 1,5$), связанные с кальцием. Максимальное содержание и запас гумуса имеют глинистые и тяжело-суглинистые чернозёмы.

4. Высокая емкость поглощения (60...70 мэкв/100 г), насыщенность основаниями до 96% и выше, в составе которых на долю кальция приходится до 85%, на долю магния — до 15...25%. Доля натрия может составлять 3...15% от ЕКО. Гидролитическая кислотность варьирует до 5...7 мэкв, она более высокая в оподзоленных и выщелоченных чернозёмах.

5. Высокая гумусированность и оструктуренность. Благодаря этим свойствам чернозёмы имеют рыхлое сложение, высокую влагоемкость и теплоемкость, хорошую водопроницаемость.

6. Зона распространения чернозёмов — зона недостаточного увлажнения. Для чернозёмов лесостепи характерен периодически промывной режим, для чернозёмов степи — непромывной. Поэтому все агротехнические мероприятия должны быть направлены на накопление и сохранение запасов влаги.

7. Высокая биологическая активность, особенно при содержании чернозёмов в виде черного пара, что может сопровождаться потерями нитратов.

Некоторые данные о валовом химическом составе и физико-химических свойствах трех подтипов чернозёма приведены в табл. 18.5.

Среди чернозёмов встречаются пятна *лугово-чернозёмных почв*, образовавшихся в понижениях рельефа в условиях повышенного увлажнения. Их профиль близок к профилю чернозёмов ($A_1 - A_B - B_1 - B_2 - C$), они делятся на *луговато-чернозёмные* и *лугово-чернозёмные*. Последние отличаются более интенсивной (черной) окраской верхней части гумусового слоя. Эти почвы, за исключением солонцеватых и солончаковых, высокоплодородные, в них содержится 8...10% гумуса или 600...700 т/га гумуса в слое 1 м. В составе гумуса преобладают гуминовые кислоты первой группы, которые имеют более узкое отношение $C : N$, что обуславливает их более высокое плодородие по сравнению с чернозёмными почвами той же подзоны.

Таблица 18.5

Валовой химический состав и физико-химические свойства чернозёмов Среднерусской провинции
(П.Г. Адрихин, Е.П. Титова)

Почва	Глубина взятия образца, см	Гумус, %	N, %	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	P ₂ O ₅	SO ₃	Ca ²⁺	Mg ²⁺	V, %	pH _{H₂O}
				% на прокаленную подвеску						мэкв на 100 г почвы			
Чернозём опод- золенный, тяже- лосуглинистый (Орловская об- ласть, разрез 10)	0...10	6,7	0,35	76,4	2,47	11,0	3,73	0,11	0,28	32,8	7,0	85	6,0
	40...50	3,5	0,20	76,0	3,32	13,2	4,54	0,10	0,16	25,6	5,1	85	6,1
	80...90	0,7	0,06	75,9	3,66	13,6	4,72	0,10	0,20	21,4	5,6	92	6,2
	140...150	0,1	—	68,9	1,76	11,7	10,43	0,10	0,13	—	—	—	—
Чернозём типич- ный глинистый (Тамбовская об- ласть, разрез 25)	0...10	9,6	0,48	69,4	4,53	16,2	2,61	0,32	0,36	495,0	5,4	92	6,8
	40...50	7,5	0,38	68,8	4,44	15,9	2,74	0,28	0,31	49,0	5,1	94	7,0
	60...70	5,7	0,28	68,3	4,33	15,1	3,92	0,26	0,38	44,8	5,7	99	7,4
	80...90	4,2	0,21	68,1	4,29	15,3	8,49	0,24	0,37	35,2	6,1	—	8,3
	100...110	2,3	0,12	68,1	4,17	14,7	10,8	0,23	0,36	—	—	—	8,3
	120...130	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Чернозём обыкно- венный глинистый (Воронежская об- ласть, разрез 18)	0...10	8,5	0,36	71,8	5,36	13,9	2,95	0,28	0,35	41,2	6,4	94	6,9
	40...50	4,7	0,23	71,4	5,81	13,7	2,95	0,17	0,34	33,3	5,2	97	7,2
	80...90	1,5	0,08	65,7	4,81	12,8	12,1	0,15	0,40	26,3	6,0	—	7,6
	190...200	—	—	68,4	5,02	13,5	8,30	0,09	0,38	—	—	—	—

1

2

3

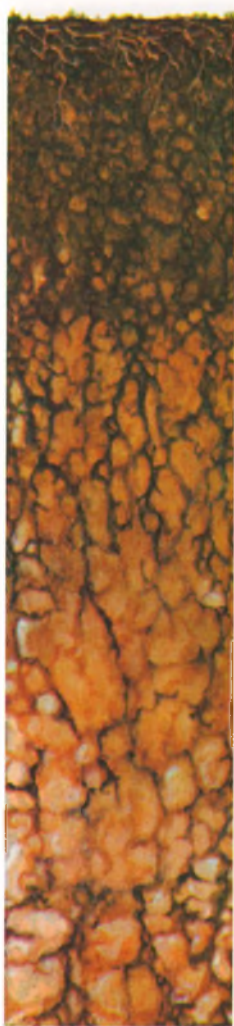
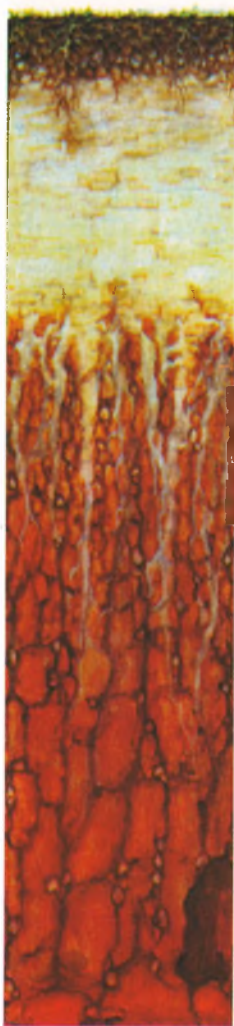


Рис. 1. Подзолистая почва

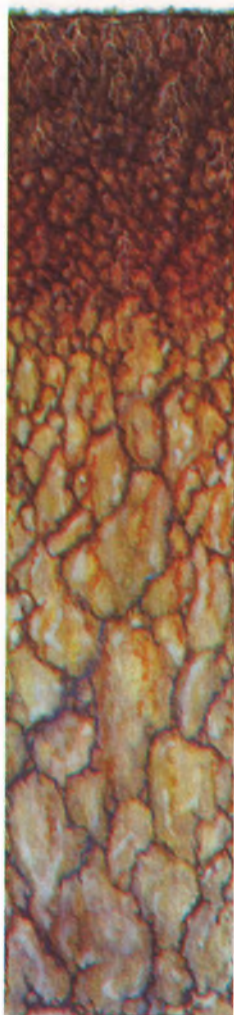
Рис. 2. Дерново-карбонатная выщелоченная почва (таёжно-лесных областей)

Рис. 3. Дерново-подзолистая почва

4



5



6



Рис. 4. Торфяно-болотная низинная почва

Рис. 5. Серая лесная грунтово-глеевая почва

Рис. 6. Чернозём типичный

7



8



9



Рис. 7. Каштановая почва

Рис. 8. Солодь лугово-болотная

Рис. 9. Серозём типичный

10



11



12



Рис. 10. Краснозём типичный

Рис. 11. Желтозём

Рис. 12. Аллювиальная иловато-торфяно-глеевая почва

18.2.5. Сельскохозяйственное использование

Чернозёмы — наиболее освоенные почвы. Они плодородны, на них базируется устойчивость земледелия. На этих почвах выращивают ценные зерновые культуры, в том числе твердые пшеницы, кукурузу, а также сахарную свеклу, подсолнечник, разбивают сады и виноградники.

К сожалению, реализации потенциального плодородия чернозёмов препятствуют неустойчивый водный режим, частые засухи, эрозия. Поэтому главным мероприятием является регулирование водного режима созданием полезащитных полос, организацией территории, системой агротехнических приемов по накоплению и сохранению влаги, проведением снегозадержания и др. Для защиты этих почв от водной и ветровой эрозии необходимы почвозащитные севообороты, безотвальная и минимальная обработка почвы, кулисные посевы, террасирование склонов и др.

Чернозёмы богаты питательными элементами, но и на этих почвах необходимо вносить минеральные, прежде всего фосфорные и азотные, а также органические удобрения, без которых невозможно удержать содержание гумуса на уровне исходных значений. На чернозёмах лесостепи эффективно известкование, на солонцеватых — гипсование.

При сельскохозяйственном использовании чернозёмов необходимо знать о количественных значениях агрохимических, агрофизических и биологических показателей, определяющих уровень окультуривания.

По степени окультуренности чернозёмы разделены на три вида на уровне подтипов. Низшие уровни (род, вид, разновидность) учтены при характеристике степени окультуренности. В табл. 18.6 приведены показатели для высокой степени окультуренности пахотного слоя различных подтипов чернозёма, при достижении которых возможна продуктивность 1 га пашни от 3,5...4,5 на южных до 5,4...7,1 т/га зерна на выщелоченных и типичных чернозёмах.

Таблица 18.6

Показатели, характеризующие высокую степень окультуренности пахотного слоя чернозёмов (В.Д. Муха и др.)

Показатель плодородия	Чернозём оподзоленный	Чернозём выщелоченный и типичный	Чернозём обыкновенный	Чернозём южный
Площадь поля, га	30...100	50...100	50...100	—
Контурность поля, км	0,5...0,3	0,6...0,8	0,6...0,8	—

Окончание табл. 18.6

Показатель плодородия	Чернозём оподзоленный	Чернозём выщелоченный и типичный	Чернозём обыкновенный	Чернозём южный
Эродированность	Отсутствует	Слабая или отсутствует	Слабая или отсутствует	Отсутствует
Содержание физической глины, %	45...50	45...50	45...50	45...60
Запас продуктивной влаги к началу вегетации, мм	30	30	30	30
Общая пористость, %	55...60	55...60	55...60	55...60
Плотность сложения, г/см	1,2	1,2...1,0	1,2...1,1	1,2
Содержание водопрочных агрегатов размером > 0,25 мм, %	50...60	50...60	55...60	50...55
Содержание гумуса, %	4,5...6,0	5,0...7,0	5,0...7,0	5,0...5,6
$C_{гк} : C_{фк}$	1,8...2,0	—	—	1,4...1,6
Содержание азота легкогидролизуемого, мг/100 г почвы	8...10	8...12	7...10	4...5
Содержание P_2O_5 (подвижный), мг/100 г почвы	6...8	12...18	12...15	10
Содержание K_2O , мг/100 г почвы	15...20	20...25	20...25	25
pH_{HCl}	5,6...6,0	5,6...6,0	6,0...7,0	
$H_{гидр}$, мэкв/100 г почвы	3,5	3,3	—	—
V , %	90	92	95	95
Содержание $N-NO_3$ /100 г почвы	5	5...7	5...7	3...4
Продуктивность зерновых культур, т/га	4,5...5,5	5,4...7,1	4,2...5,5	3,5...4,5

Более высокие урожаи могут быть получены на лугово-чернозёмных почвах, которые лучше, чем чернозёмы, обеспечены влагой.

18.3. Каштановые почвы зоны сухих степей

Сухостепная зона в Северном полушарии расположена «островами» в межгорных котловинах южнее чернозёмной степной зоны. Коэффициент увлажнения снижается до 0,3...0,5, климатические условия, как и в чернозёмной зоне, изменяются с запада на восток.

Зональными почвами сухих степей суббореального пояса являются каштановые почвы. Они занимают на земном шаре 262,2 млн га, распространены в основном в Северном полушарии. В Евразии каштановые почвы располагаются южнее, а в Северной Америке — западнее чернозёмной зоны на более высоких абсолютных отметках (Е.В. Лобова, А.В. Хабаров, 1983). На территории СНГ они занимают 107 млн га, распространены на юго-западе и юге Украины, в Ростовской, Астраханской, Волгоградской, Саратовской областях, Западной и Средней Сибири, в Алтайском крае, Забайкалье, Казахстане.

18.3.1. Условия почвообразования

Климат. Для зоны сухих степей характерна холодная зима с небольшим снежным покровом и теплое засушливое лето. Температура июля 20...25 °С, января от –5 до –25 °С. Среднегодовая температура в европейской части СНГ 9 °С, в азиатской — 2...3 °С. Сумма температур > 10 °С — 2200...3500 °С, ежегодное количество осадков 200...400 мм, тип водного режима — непромывной (КУ 0,25...0,45). В этой зоне часты суховеи, осадки выпадают в основном в виде ливней. Запасы влаги в почве создаются за счет снеготаяния или осенних дождей, так как летние осадки полностью испаряются.

Рельеф и почвообразующие породы. Рельеф зоны сухих степей равнинный, нарушаемый депрессиями в виде впадин, лиманов, западин. В них формируются солонцы, солоди, лугово-каштановые почвы, что обуславливает комплексность почвенного покрова.

Почвообразующими породами являются лёссовидные суглинки, преимущественно карбонатные, засоленные морские отложения, шоколадные глины арало-каспийской трансгрессии, элювий-делювий различных коренных пород.

Растительность. В зоне сухих степей растительность неоднородная, низкорослая, изреженная, покрывает поверхность на 50...70%. В ее составе преобладают злаки, образуя полынно-типчаковые и полынно-типчаково-ковыльные степи. Солонцеватые и засоленные каштановые

почвы покрывают полыни, типчак, прутник, ромашник, лишайники и синезеленые водоросли. По днищу ложбин и балок распространены степные кустарники (таволжка, карагач) и древесная растительность (дуб, осина, степная вишня и др.). Значительная часть корней растений (45%) сосредоточена в слое 0...12 см, на глубине 12...30 см количество их резко снижается и затем до нижней границы слоя А + В снижается постепенно.

В общем биомасса растений составляет около 200 ц/га, ежегодный прирост зеленой массы — приблизительно 30 ц/га, прирост корней — 110 ц/га. Ежегодно в биологический круговорот вовлекается около 600 кг/га зольных элементов и около 150 кг/га азота, столько же ежегодно и потребляется. В круговороте преобладают N, Si, K (В.А. Ковда и др., 1988).

18.3.2. Генезис

Термин «каштановые почвы» ввел В.В. Докучаев в 1883 г. как особый тип почвообразования. В формировании этих почв участвуют те же процессы, что и при формировании чернозёмов, т.е. дерновый процесс, а также миграция и аккумуляция карбонатов. Но они протекают в аридном климате и при участии ксерофитной растительности, поэтому гумусонакопление в каштановых почвах слабее, чем в чернозёмах, и для них характерна слабая выщелоченность профиля от карбонатов, гипса и легкорастворимых солей.

Профиль каштановой почвы имеет следующее строение:

A_d — дернина;

A — гумусовый горизонт каштановый с сероватым оттенком, комковато-пылеватый, в верхней части явно слоеватый, мощность 15...30 см;

B — иллювиальный переходный горизонт, серовато-бурый с коричневым оттенком, уплотнен, крупнокомковато-призматический с вертикальными трещинами, вскипает на глубине 35...45 см;

C (глубже 50 см) — светло-палевый или буровато-желтый горизонт, плотный, призмовидный, с обильными карбонатами в виде белоглазки, прожилок или мучнистых скоплений (в зависимости от гидротермического режима или почвообразующей породы), на глубине 120...150 см появляется гипс (см. рис. 7 цв. вклейки между с. 288 и 289).

18.3.3. Классификация, свойства и сельскохозяйственное использование

Каштановые почвы делятся на три подтипа: *темно-каштановые* — содержат 4...5% гумуса; *каштановые* — 3...4% гумуса и *светло-каштановые* — 2...3% гумуса.

Темно-каштановые и каштановые почвы в свою очередь делятся на пять фациальных подтипов: очень теплые, периодически промерзающие; теплые, кратковременно промерзающие; умеренно теплые, промерзающие; умеренно теплые, длительно промерзающие; теплые, промерзающие. Светло-каштановые почвы делятся на теплые, кратковременно промерзающие; теплые, промерзающие и умеренно теплые, длительно промерзающие. Внутри подтипов выделяются роды: обычные, солонцеватые, солонцевато-солончаковые, солонцевато-осолодевшие, карбонатные, карбонатно-солонцеватые, глубоковскипающие, неполноразвитые.

На виды каштановые почвы делятся по мощности гумусового слоя (А + В): *мощные* (> 50 см), *среднемощные* (30...50 см), *маломощные* (20...30 см), *очень маломощные* (< 20 см).

По содержанию обменного натрия (% от ЕКО) выделяются *слабосолонцеватые* (3...5), *среднесолонцеватые* (5...10), *сильносолонцеватые* (10...15) почвы.

По свойствам каштановые почвы близки к чернозёмам. Профиль по илу в собственно каштановых почвах не дифференцирован, в илистой фракции преобладают монтмориллонит и гидрослюда, в солонцеватых наблюдается перемещение ила в горизонт В. В связи с уплотнением профиля ухудшаются водно-физические свойства каштановых почв. Особо высока плотность карбонатных горизонтов (d_v 1,5...1,7 г/см³), поэтому осенние осадки не проходят глубже 70...100 см. Ниже 2 м в суглинках формируется «мертвый» горизонт с постоянной влажностью в разные периоды года. Содержание SiO₂ немного выше в горизонте А, полутораоксидов — в горизонте В, емкость катионного обмена невысокая, заполнена кальцием и магнием на 85...97%, рН_{Н₂О} — 7,1...8,1. На различной глубине имеются скопления карбонатов, гипса, легкорастворимых солей (табл. 18.7). Более глубокое залегание солевых горизонтов имеют темно-каштановые почвы, наименьшее — светло-каштановые. В пределах каждого подтипа глубина залегания солей уменьшается с повышением солонцеватости и утяжелением гранулометрического состава.

Таблица 18.7

Химический состав каштановых почв (Д.Г. Виленский)

Почва	Гори- зонт	Глубина взятия образца, см	Гумус, %	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Ca ²⁺	Mg ²⁺	N ²⁺	Сумма	рН _{Н₂О}	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	SO ₄ ⁻ гипса, мЭКВ/100 г	CO ₂
				на бескарбонатную и безгумусную навеску, %			мЭКВ/100 г почвы					состав водной вытяжки, мЭКВ/100 г			
Каштановая глинистая на лёссовидных суглинках (Крымская область)	A	0...10	3,48	69,3	4,67	15,4	30,0	4,8	0,7	35,5	7,8	0,08	0,16	—	—
	B ₁	20...30	2,00	68,5	5,86	15,8	—	—	0,3	—	7,7	0,08	0,19	—	0,19
	C ₁	60...70	—	57,8	3,07	15,3	—	—	—	—	8,1	0,08	0,03	1,27	11,5
	C ₂	190...200	—	59,7	5,21	11,7	—	—	—	—	7,5	2,53	22,4	288,6	4,05
Светло-кашта- новая легко- суглинистая на лёссовид- ном суглинке (Волгоград- ская область)	A	0...10	2,42	73,0	4,43	12,4	19,6	4,7	0,9	25,2	7,2	Нет	0,07	—	—
	B ₁	14...24	0,92	68,3	5,95	15,1	—	—	0,7	—	7,4	Нет	Нет	—	0,50
	B ₁	30...40	—	70,7	5,61	14,6	—	—	—	—	7,6	Нет	Нет	—	2,71
	C ₁	45...55	—	70,1	4,17	13,9	—	—	—	—	7,87	Нет	Нет	0,75	5,79
	C ₂	150...160	—	70,7	4,86	13,9	—	—	—	—	7,3	3,22	5,30	10,0	4,06

Среди каштановых почв в понижениях встречаются *лугово-каштановые почвы*, отличающиеся большей мощностью гумусовых горизонтов (45...55 см), повышенной емкостью поглощения (30...40 мэкв/100 г) и более высоким содержанием питательных элементов.

Каштановые почвы потенциально плодородны, из них в СНГ темно-каштановые распаханы на 53%. В подзоне каштановых почв обрабатывалось до 1990 г. 17% площади, светло-каштановых — около 4%. Их использование требует прежде всего улучшения водного режима за счет накопления влаги путем снегозадержания, полезащитных полос, кулисных посевов, способов обработки. На светло-каштановых почвах земледелие нерентабельно без орошения. На солонцеватых почвах необходимо гипсование, из минеральных удобрений эффективнее физиологически кислые формы.

Каштановые почвы подвержены водной (тяжелые) и ветровой (легкие) эрозии, поэтому необходимо осуществление комплекса противоэрозионных мероприятий.

Солонцеватые и засоленные почвы следует засевать солеустойчивыми культурами (люцерна, донник, житняк и т.п.).

Без полива могут эффективно использоваться лугово-каштановые почвы, отличающиеся лучшей водообеспеченностью за счет поверхностного весеннего стока.

В провинциях с сильно комплексным покровом (например, Прикаспийская низменность) особо важным является создание однородного почвенного покрова путем окультуривания каштановых солонцеватых почв и солонцов. Показатели, характеризующие степень окультуренности каштановых и светло-каштановых почв, приведены в табл. 18.8, а показатели для темно-каштановых почв аналогичны показателям южных чернозёмов (см. табл. 18.6).

Таблица 18.8

Показатели, характеризующие степень окультуренности пахотного слоя каштановых и светло-каштановых почв (В.Д. Муха и др.)

Показатель	Степень окультуренности	
	Низкая	Высокая
Площадь поля, га	< 30	> 100
Контурность поля, км	0,2...0,6	1,0...1,2
Эродированность	Сильная, средняя, слабая	Отсутствует

Окончание табл. 18.8

Показатель	Степень окультуренности	
	Низкая	Высокая
Содержание физической глины, %	< 20 или > 60	30...45
Запас продуктивной влаги в слое 0...100 см, мм	80...120	160...200
Общая пористость, %	< 45	50...55
Плотность сложения, г/см ³	1,5...1,4	1,3...1,1
Содержание водопрочных агрегатов размером > 0,25 мм в пахотном слое, %	< 20	> 30
Содержание гумуса, %	1,3...2,0	2,5...3,5
$C_{гк} : C_{фк}$	< 1	1,2...1,3
Содержание азота легкогидролизуемого, мг/100 г почвы	< 3	5...10
Содержание P ₂ O ₅ подвижного, мг/100 г почвы	< 15	> 3
Содержание K ₂ O подвижного, мг/100 г почвы	10...15	20...40
pH _{KCl}	> 8,5	8,0...7,5
Сумма обменных оснований, мэкв/100 г почвы	< 18	22...30
Степень насыщенности кальцием, %	< 50	> 60
Содержание обменного натрия, мэкв/100 г почвы	> 5	< 3
Содержание токсичных солей, %	> 0,2	< 0,1
Глубина залегания грунтовых вод, м	1,5...2,5	5
Продуктивность зерновых культур, т/га	< 1	> 4,5 (6,0)

18.4. Солончаки, солонцы, солоди

Солончаки, солонцы, солоди относятся к интразональным почвам. Их образование связано с накоплением солей в грунтовых водах и породах и происходит при постоянном (или на какой-то стадии) участии легкорастворимых солей, при высокой концентрации почвенного раствора.

Эти почвы широко распространены на всех континентах в зонах сухих степей, пустынь и полупустынь, встречаются в степной, лесостепной и таёжно-лесной зонах. Они образуются в аккумулятивных

ландшафтах и на элементах рельефа, богатых легкорастворимыми солями. *Солончаки* являются засоленными почвами, *солонцы* и *солоди* — щелочными. Большинство этих почв связано с современным гидроморфизмом в условиях выпотного типа водного режима, местами они развиваются у выходов сильно засоленных пород.

18.4.1. Солончаки

Условия почвообразования и генезис. Солончаки образуются в результате процесса, сущностью которого является накопление солей. По Е.В. Лобовой и А.В. Хабарову (1983), их площади на земном шаре составляют более 240 млн га. К солончакам относятся засоленные почвы, содержащие в слое 0...30 см более 0,6% соды, или более 1% хлоридов, или более 2% сульфатов. Если такое же количество солей находится глубже 30 см, то почвы называются *солончаковыми*, а если почвы содержат меньше солей в любой части профиля — *солончаковатыми*. При этом они могут быть поверхностно или глубинно солончаковатыми.

Источниками солей являются: 1) разрушающиеся при выветривании горные породы; 2) соленосные горизонты горных пород разного происхождения; 3) извержения вулканов; 4) эоловый перенос солей с моря на сушу; 5) атмосферные осадки; 6) почвенно-грунтовые воды; 7) растительность аридных ландшафтов; 8) оросительные воды.

Накопление солей в почвах и их перераспределение определяется количеством осадков, испаряемостью, фильтрационными свойствами почв, почвообразующих пород и растворимостью солей. В условиях влажного климата могут накапливаться только малорастворимые соли, а накопление легкорастворимых солей зависит от сухости климата. Поэтому наибольшая концентрация солей в грунтовых водах и почвах отмечается в пустынной зоне, а наименьшая — в лесостепной и степной (табл. 18.9).

Как видно из табл. 18.9, в лесостепи и степи преобладают карбонаты и бикарбонаты натрия как менее растворимые по сравнению с сульфатами и хлоридами, при сильном засолении в аридных зонах на первое место выходят сульфаты и хлориды.

В соответствии с типом засоления на территории бывшего СССР были выделены четыре крупные провинции (В.А. Ковда, 1946):

1) *сульфатно-содовая* (Приднепровская, южные части Окско-Донской, Западно-Сибирской, Амурской и Лено-Вилкойской низменностей, часть Сыртового Заволжья);

Таблица 18.9

**Накопление солей в почвах и почвенно-грунтовых водах Евразии в различных климатических зонах
(В.А. Ковда и др., 1974)**

Ландшафтная зона	Среднее количество осадков, мм	Среднегодовая испаряемость, мм	Относительная влажность воздуха сухого периода, %	Максимальная минерализация грунтовых вод, г/л	Максимальное количество легкорастворимых солей в почвах, %	Наиболее распространенные соли
Пустыня	100	2000...2500	20	200...350	25...50	NaCl, KNO ₃ , NaNO ₃ , MgCl ₂ , MgSO ₄ , CaSO ₄ , CaCl ₂ , Na ₂ P ₂ O ₇
Полупустыня	200...300	1000...1500	20...30	100...150	5...8	NaCl, Na ₂ SO ₄ , CaSO ₄ , MgSO ₄
Степь	300...450	800...1000	35...45	50...100	2...3	Na ₂ SO ₄ , NaCl, Na ₂ CO ₃ , NaHCO ₃
Лесостепь	350...500	500...800	40...45	1...3	0,5...1,0	NaHCO ₃ , Na ₂ CO ₃ , Na ₂ SO ₄ , Na ₂ SiO ₃

2) *хлоридно-сульфатная* (южная часть Сыртового Заволжья, Зауралье, Фергана, дельта Амударьи, казахская складчатая страна);

3) *сульфатно-хлоридная* (Туранская и Причерноморская низменности);

4) *хлоридная* (Прикаспийская низменность).

Растительность солончаков сильно изрежена. Она представлена различными видами солянок (солерос, шведка, сарсазан, черный саксаул), полыни, на слабозасоленных почвах произрастают злаки, кермек, астра солончаковая, бобовые. Их корневая система в поисках воды проникает в засоленные горизонты почвы и извлекает легкорастворимые соли, которые концентрируются в листьях и, ежегодно опадая на поверхность почвы, вызывают ее засоление.

Солончаковая растительность содержит от 10% (злаки) до 40...55% (солянки мясистые) золы. В ней преобладают хлор, сера, натрий. Хотя количество биомассы невелико — до 200 ц/га, однако с ней в почву попадает до 690 кг/га зольных элементов, в том числе на хлор приходится 220...288 кг/га, на натрий — 125–257 кг/га (Н.И. Базилевич, 1965).

Высокое содержание солей определяет слабую дифференцированность профиля солончака на горизонты. В них выделяют гумусовый горизонт (А), переходный горизонт (В) и почвообразующую породу (С). Выцветы солей видны по всему профилю, в нижней части отмечаются признаки оглеения.

Классификация. Единого типа солончаки не образуют. Их делят на *автоморфные*, образовавшиеся на засоленных породах, и *гидроморфные*, развивающиеся в условиях близкого залегания минерализованных грунтовых вод. В свою очередь, автоморфные солончаки делятся на *типичные* и *отакыренные*, гидроморфные — на *типичные*, *луговые*, *приморские*, *болотные*, *соровые (шоровые)*, *грязево-вулканические* и *олово-бугристые*.

Такыровидные почвы покрыты сверху трещиноватой коркой, под которой содержится гипс, а также другие сульфаты и хлориды. Их поверхность покрыта полынно-солянковой растительностью. В пустынной зоне они переходят в такыры — почвы с очень плотной коркой, разбитой трещинами на правильные отдельности, покрытые синезелеными водорослями и совершенно лишенные высшей растительности.

Болотные солончаки развиваются при очень близком стоянии грунтовых вод. По всему их профилю имеется оглеение, иногда оторфовывание верхнего горизонта. Луговые солончаки имеют отчетливый профиль. Среди них более карбонатны и гумусированы карбонатно-кальциевые

виды, на которых неплохо произрастает луговая растительность. Сорочные солончаки образуются при испарении воды с поверхности мелких рек и соленых озер. Они покрыты слоем солей и лишены растительности. Наиболее молодыми являются приморские и эолово-бугристые солончаки, которые имеют сильнозасоленный профиль.

На роды солончаки делятся по химизму солей (табл. 18.10).

Таблица 18.10

Разделение солончаков по химизму засоления
(Классификация и диагностика почв СССР, 1977)

Тип засоления	Соотношение анионов, мэкв			Соотношение катионов, мэкв
	$\text{Cl}^- : \text{SO}_4^{2-}$	$\text{HCO}_3^- : \text{Cl}^-$	$\text{HCO}_3^- : \text{SO}_4^{2-}$	
Хлоридное и сульфатно-хлоридное	> 1	—	—	—
Хлоридно-сульфатное	0,2...1,0	—	—	—
Сульфатное	$< 0,2$	—	—	—
Содово-хлоридное	> 1	1	1	$\text{HCO}_3 > \text{Ca}^{2+} \text{ Mg}^{2+}$
Хлоридно-содовое	> 1	1	1	То же
Содово-сульфатное	< 1	1	1	То же
Сульфатно-содовое	< 1	1	1	То же
Сульфатно- или хлоридно-гидрокарбонатное	—	1	1	$\text{Na}^+ < \text{Ca}^{2+}$ $\text{Na}^+ < \text{Mg}^{2+}$ $\text{HCO}_3 > \text{Na}^+$

На виды солончаки делятся:

♦ по морфологии верхнего горизонта — на *корковые* (преобладает хлорид натрия), *мокрые* (высокое содержание хлоридов кальция и магния), *пухлые* (доминирует сульфат натрия) и *черные* (повышено количество соды);

♦ по характеру распределения солей в профиле — на *поверхностные* (соли в слое 0...30 см) и *глубокопрофильные* (засолен весь профиль) (рис. 18.3).

Свойства. Профиль солончаков не дифференцирован по содержанию SiO_2 и R_2O_3 . В большинстве солончаки малогумусные (около 1%), и только луговые солончаки содержат до 5% гумуса. В составе гумуса преобладают фульвокислоты.

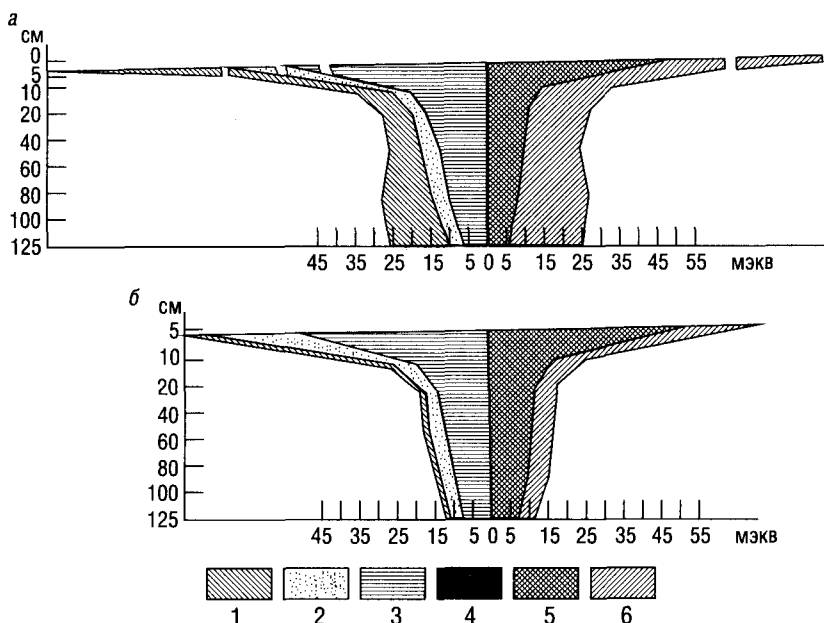


Рис. 18.3. Солевой профиль солончака (В.А. Ковда):

a — по данным водных вытяжек; *б* — по данным исследования почвенных растворов; 1 — Ca²⁺; 2 — Mg²⁺; 3 — Na⁺; 4 — HCO₃⁻; 5 — Cl⁻; 6 — SO₄²⁻

Емкость поглощения, чаще по профилю, составляет 10...20 мэкв/100 г, в луговых солончаках лесостепной зоны доходит до 50...60 мэкв. В содовых солончаках преобладают магний и натрий, в других — кальций, магний.

Реакция хлоридных и сульфатных солончаков — нейтральная, содовых — щелочная (рН 9–11). Солевой профиль солончака характеризуется резким накоплением хлоридов и сульфатов натрия сверху, при небольшом их количестве внизу (см. рис. 18.3). Засоленные нейтральными солями солончаки имеют хорошие водно-физические свойства, щелочными — плохие из-за слитости почвы при пептизации коллоидов, когда плотность почвы доходит до 2 г/см³.

Для культурных растений засоление токсично (сильнее при содовом, слабее при сульфатном), особенно в условиях неблагоприятного водного и питательного режимов. Например, предельная солеустойчивость разных сельскохозяйственных культур для Голодной степи (В.Е. Кобаев) выражается следующими показателями (содержание хлора

на воздушно-сухую почву, %): ячмень, просо, свекла сахарная и кормовая — 0,04; хлопчатник, пшеница, овес — 0,03; люцерна — 0,02. Солеустойчивость бахчевых и овощных культур имеет следующие значения: тыква, капуста, томаты — 0,02; дыни — 0,015; лук — 0,01; арбузы — 0,008; огурцы — 0,007.

Из древесных и кустарниковых пород наиболее устойчивы вяз мелколистный, смородина золотистая, наименее — тополь белый и осина.

Сельскохозяйственное использование. Использовать солончаки можно только после сложной мелиорации: сначала осуществляют глубокую вспашку, а затем промывают пресной водой. Промывку лучше проводить в осенне-зимний период, когда невелико испарение и грунтовые воды залегают глубоко. Промывные нормы на сильнозасоленных тяжелосуглинистых почвах в зависимости от глубины залегания грунтовых вод достигают 11...17 тыс. м³, что требует сочетания промывки с дренажем. На промытых почвах необходимо внесение органических и минеральных удобрений и в первые годы следует отдавать предпочтение солеустойчивым культурам.

В условиях орошаемого земледелия возможно вторичное засоление почв, которого можно избежать благодаря правильному установлению поливных норм, равномерному распределению воды при хорошей планировке поля и обработке почвы.

Неорошаемые солончаки используются как малопродуктивные пастбища или совсем не осваиваются.

18.4.2. Солонцы

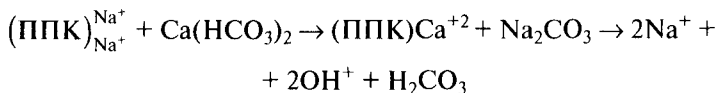
Условия почвообразования. Солонцы — почвы, содержащие в иллювиальном горизонте в поглощенном состоянии натрий, а иногда и магний, и характеризующиеся особым, резко выраженным строением профиля. На земном шаре их площадь составляет 77,7 млн га (Е.В. Лобова, А.В. Хабаров, 1983), а вместе с солонцеватыми почвами — 212 млн га. Кроме того, имеются значительные территории, занятые солонцами и другими почвами. Особенно широко солонцы распространены в полупустынях и сухих степях среди бурых пустынно-степных и каштановых почв. По низинным равнинам (Приднепровская, Западно-Сибирская и др.) солонцы проникают в чернозёмные степи и лесостепь. В таёжных областях они встречаются лишь в аридных континентальных условиях на древнеаллювиальных равнинах Центральной Якутии, Центральной Канады.

Солонцы формируются на разнообразных рыхлых мелкозернистых породах, иногда на засоленных морских породах.

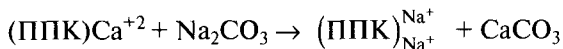
Растительность представлена специфическими видами растений как с глубокой корневой системой (полынь, кохия, ромашник), так и с поверхностной, образующей дернину (типчаки). Характерными чертами биологического круговорота являются преобладание подземной биомассы над надземной (в 20 раз и более), повышенная зольность (до 10%) и заметное участие в составе золы Na, Cl, S. Биологическая активность в них значительно ниже по сравнению с теми зональными почвами, среди которых они встречаются, зато на поверхности хорошо развиваются водоросли, с которыми связано осолодение солонцов (Н.Н. Бобышев, 1972).

Мезофауна в солонцах часто отсутствует, что определяется водным режимом разных термических поясов (от 100 до 600 мм при коэффициенте увлажнения 0,2...0,9).

Генезис. Как особый генетический тип почвы солонцы были выделены К.Д. Глинкой в 1906 г. Об их происхождении имеется несколько теорий. Приуроченность солонцов к областям древнего и современного соленакопления позволила К.К. Гедройцу связать их образование с рассолением натриевых солончаков. Согласно этой теории, атмосферные осадки промывают поглощенный натрий солончаков, который извлекается из поглощающего комплекса по схеме:



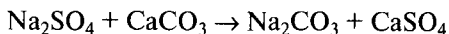
Высокая щелочность почвенного раствора пептизирует коллоиды, причем минеральные коллоиды распадаются на SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , а органическое вещество насыщается натрием и превращается в золь. Продукты разрушения мигрируют вниз по профилю, на небольшой глубине под действием электролитов превращаются в гель и образуют иллювиальный солонцовый горизонт, поглощающий комплекс которого насыщается натрием:



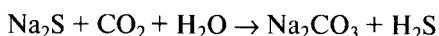
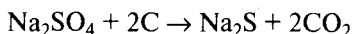
Освободившийся кремнезём остается в верхнем горизонте А и при дальнейшем развитии процесса накапливается в нем в качестве «аморфной кремнекислоты», характерной для осолоделых почв.

К.Д. Глинка (1912) считал стадию солончака необязательной, но подчеркивал, что для солонцового процесса необходимо многократное

воздействие на почву растворов, содержащих натрий. Исследования В.А. Ковды с соавт. (1965) показали, что такой процесс протекает при содовом засолении. Сода появляется в результате минерализации растений и выветривания, а также при взаимодействии натриевых солей с CaCO_3 (реакция Гильгарда):



Она может появиться также при восстановлении сульфатов до сульфидов в результате деятельности микроорганизмов в присутствии органического вещества в переувлажненных почвах:



Реакция протекает в анаэробных условиях при низких значениях окислительно-восстановительного потенциала.

По данным Е.Н. Ивановой (1932), солонцы при рассолении солончаков могут образоваться лишь при значительном, более чем в 4 раза, содержании натрия по сравнению с суммой кальция и магния в составе солей солончака, что в природе встречается очень редко.

По биологической теории В.Р. Вильямса, образование солонцов обязано минерализации степной и полупустынной растительности, содержащей много солей, в том числе соды.

Общей во всех теориях причиной солонцового процесса признается обменный натрий. Вместе с тем в поглощающем комплексе некоторых солонцов содержится много обменного магния при незначительном количестве обменного натрия. А.Н. Соколовский (1938), В.А. Ковда с соавт. (1963) считают это явление реликтовым. Магний, хотя и в меньшей степени, чем натрий, увеличивает гидрофильность коллоидов, в результате чего происходит разрушение минералов с образованием коллоидной кремниевой кислоты и гуматов магния, отличающихся высокой подвижностью.

По Б.В. Андрееву (1956), обменный натрий является не причиной, а следствием процесса, и его накопление в обменной форме в составе ППК обязано *гальмиролизу* — распаду натриевых минералов под действием обменного магния, появляющегося в почве при распаде магниевых минералов. При дальнейшем воздействии воды распадаются алюмосиликаты и накапливается коллоидная кремниевая кислота, которая имеет высокую гидрофильность и обуславливает характерные для солонцов свойства.

В адсорбционных процессах участвуют и такие коллоидные формы кремниевых соединений, которые образуются при гидролизе силикатов.

Это соединения типа CaSiO_3 и MgSiO_3 , гидрогеля $\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, аморфного кремнезёма, вторичных алюмо- и феррисиликатов кальция и магния (В.А. Ковда, 1940; Н.П. Панов с соавт., 1979).

По С.П. Яркову с соавт. (1956), формированию надсолонцового осолоделого горизонта способствует элювиально-глеевый процесс, протекающий при периодическом переувлажнении и сопровождающийся образованием агрессивных фракций органического вещества. Они разрушают минералы в надсолонцеватом горизонте и способствуют выносу продуктов разрушения из него.

Следовательно, образование солонцов происходит под влиянием комплекса процессов: 1) осолонцевания; 2) осолодения; 3) элювиально-глеевого процесса; 4) гумусово-аккумулятивного процесса в верхней части надсолонцеватого горизонта; 5) накопления легкорастворимых солей в подсолонцеватом горизонте как за счет выноса солей из верхней части профиля, так и за счет подъема по капиллярам минерализованных грунтовых вод; 6) оглеения нижней части профиля гидроморфных солонцов.

Строение солонцового профиля имеет четко выраженные горизонты:

A_1 — гумусово-элювиальный (надсолонцовый) горизонт, комковато-пылеватый, рыхлый, облегченного гранулометрического состава. Его цвет меняется от светло-бурого в сухих степях до темно-серого и черного в степной и лесостепной зонах;

B_1 — иллювиально-гумусовый солонцовый горизонт, темно-бурый или с коричневым оттенком; плотный в сухом состоянии, вязкий, бесструктурный — во влажном; трещиноватый, структура столбчатая, призматическая или глыбистая; на гранях отдельностей глянцеvidная лакировка;

BC_s — мощный подсолонцовый горизонт более светлой окраски, менее плотный, чем солонцовый, с выделениями карбонатов, гипса и легкорастворимых солей, сменяющих друг друга по глубине; может подразделяться на подгоризонты;

BC_s или C_s — горизонт, переходный к породе со скоплениями легкорастворимых солей гипса, карбонатов.

Классификация. По характеру водного режима солонцы делят на три типа: автоморфные, полугидроморфные и гидроморфные, внутри которых выделяются подтипы в зависимости от их расположения в той или иной зоне (табл. 18.11).

Свойства. Профиль солонцов четко дифференцирован по гранулометрическому и минералогическому составу. Солонцовый горизонт обо-

Таблица 18.11

Подтиповое разделение солонцов (В.А. Ковда, Б.Г. Розанов и др., 1988)

Тип	Подтип
Автоморфные (грунтовые воды глубже 6 м)	Чернозёмные Каштановые Полупустынные
Полугидроморфные (грунтовые воды на глубине 2...3 м)	Лугово-чернозёмные Лугово-каштановые Полугидроморфные мерзлотные
Гидроморфные (грунтовые воды на глубине 1...3 м)	Чернозёмно-луговые Каштаново-луговые Луговые мерзлотные Лугово-болотные

гашен илистой фракцией, поэтому он тяжелее, чем несолонцовый, что обусловлено пептизацией коллоидов и их высокой подвижностью. Верхние горизонты обеднены полутораоксидами, монтмориллонитом и обогащены SiO_2 , их содержание и состав различны в солонцах разных природных зон. Более гумусированы солонцы чернозёмной зоны, чем каштановые (табл. 18.12). В составе гумуса надсолонцового горизонта преобладают фульвокислоты, их отличают высокая подвижность и вымывание в иллювиальный горизонт. В подсолонцовом горизонте гумус гуматного типа.

Солонцы — почвы, засоленные на глубине. Сульфаты, хлориды, сода, карбонаты и гипс содержатся в подсолонцовом горизонте и глубже. Реакция в горизонтах B_1 и B_2 щелочная, в горизонте A_1 может быть нейтральной и кислой. Солонцы мало содержат подвижных соединений фосфора. Они сильно набухают при увлажнении, твердеют при иссушении. Для них характерны низкая водопроницаемость и высокая влажность завядания.

Сельскохозяйственное использование. Солонцы можно использовать под сельское хозяйство лишь после коренного улучшения их свойств. Главным и первоочередным мероприятием является гипсование, замена поглощенного натрия на кальций. Норма гипса для луговых солонцов с содовым засолением колеблется около 10...15 т/га и больше, для лугово-степных и степных хлоридно-сульфатных — 5...8 т/га. Дозы гипса рассчитываются по количеству поглощенного натрия. Кроме гипса, мелиорантами могут быть серная кислота, сернокислое железо и различные гипсоносные породы. Гипсование хорошо сочетать с орошением, на степных и лугово-степных солонцах эффективна самоме-

Таблица 18.12

Физико-химические свойства солонцов (Н.П. Панов, 1989)

Почва	Горизонт, глубина взятия образца, см	Содержание гумуса, %	Содержание CO ₂ карбонатов, %	Содержание SO ₄ гипса, %	Емкость поглощения, мэкв/100 г почвы	Содержание поглощенного натрия, % от емкости поглощения	pH _{H2O}
Солонец полугидроморфный каштановый мелко столбчатый малонатриевый хлоридно-сульфатный (Прикаспийская низменность)	A, 0,5	2,2	0,1	Нет	28,5	5	9,1
	B ₁ , 5...10	1,3	0,3	Нет	29,3	6	9,2
	B ₂ , 20...30	1,1	2,0	0,45	30,3	12	9,3
	B _к , 40...50	0,5	5,6	2,61	26,8	28	9,4
Солонец чернозёмно-луговой корково-столбчатый средненатриевый сульфатно-содовый (Барабинская низменность)	A, 0,5	6,6	3,6	0,22	47,2	22	9,2
	B ₁ , 5...15	6,0	4,3	0,64	54,1	30	9,6
	B ₂ , 15...25	4,3	3,4	0,62	42,3	40	9,9
	B _к , 25...40	2,4	8,1	0,67	Не определяли	Не определяли	9,6

лиорация — глубокая вспашка с перемешиванием гипсоносных и карбонатных горизонтов с верхним. При этом для одних солонцов лучше вспашка с почвоуглублением, для других — трехъярусная или плантажная, сочетание поверхностной обработки с глубокой и др.

Мероприятия по окультуриванию дифференцируются в зависимости от строения профиля солонцов, глубины грунтовых вод и обязательно должны включать внесение органических и минеральных удобрений. Хорошими почвоулучшителями являются травы с мощной корневой системой. Мелкие пятна солонцов среди других почв можно улучшить *землеванием*, нанося на них слоем 2...3 см плодородную почву. Большое значение для рассолонцевания и рассоления солонцов имеет накопление влаги (снегозадержание, кулисные посевы и др.).

Сравнительно легко окультуриваются солонцы легкого гранулометрического состава с небольшим содержанием обменного натрия. Промывка солонцов большим количеством воды опасна, так как может вызвать подъем грунтовых вод и вторичное засоление, а при близких грунтовых водах требуется дренаж.

18.4.3. Солоди

Условия почвообразования. Солоди и в различной степени осолоделые почвы — гидроморфные и полугидроморфные, встречаются в различных географических поясах. Они имеются недалеко от полюса холода в Якутии, широко представлены в Западной Сибири, на Дальнем Востоке, на низменных равнинах Евразии, в Венгрии, распространены в лесостепной зоне Северной Америки, в Китае, Южной Африке, Южной Америке, Австралии. Подобно солончакам и солонцам, солоди расположены на слабодренированных равнинах, впадинах, где близко от поверхности находятся грунтовые засоленные воды. В почвенном покрове таких областей наблюдается сочетание солончаков, солонцов и в той или иной мере засоленных болотных почв среди луговых чернозёмов, черных тропических и субтропических слитых почв.

Генезис. Соседство солодей с солончаками и солонцами послужило К.К. Гедройцу (1912) и Т.И. Попову (1914) основанием считать, что солоди — продукт рассоления солонцов, которое происходит в депрессиях рельефа, получающих дополнительную влагу при поверхностном стоке. Влага застаивается над плотным солонцовым горизонтом, насыщенные натрием органические коллоиды и коллоиды полутораоксидов диспергируются и по мере просачивания растворов вымываются в глу-

бокие горизонты почвы. Постепенно солонцовый горизонт и часть подсолонцового разрушаются и превращаются в осолоделый. При этом ион натрия замещается на водород, а натрий, образуя соду, тоже вымывается и вызывает осолонцевание нижней части профиля (на глубине до 100 см от поверхности).

Одни почвоведы (Н.Н. Болышев с соавт., 1953) считают этот процесс биохимическим, связывая осолодение с разрушением алюмосиликатов диатомовыми и синезелеными водорослями, другие (С.П. Ярков, 1956; И.С. Кауричев, Е.М. Ноздрунова, 1958, 1966) считают главными факторами осолодения периодические восстановительные условия и образование подвижных железоорганических закисных соединений, мигрирующих вниз по профилю. Согласно этим взглядам, солоди можно отнести к щелочным *поверхностно-глеево-элювиальным почвам* в отличие от кислых оподзоленных.

По М.М. Рыбакову (1939), Н.И. Базилевичу (1947) и другим, химические процессы образования солодей протекают при воздействии слабоминерализованных грунтовых вод на почвенный профиль незасолённых почв. В сухое время года профиль осолонцовывается, а при промывании во влажный период растворами, содержащими H_2CO_3 и органические кислоты, поглощенный натрий замещается водородом, т.е. становится осолоделым. При осолодении процесс оглеения во многих солодах охватывает весь профиль, и в таких почвах сизые и охристые пятна появляются в горизонте B_1 и почвообразующей породе.

В результате существенного изменения органической и минеральной части профиль солодей имеет четкую дифференциацию на горизонты A_0A_1 , A_{2g} , A_2B_{1g} , B_{Cag} , $\text{Cg}(\text{G})$, где A_0 — лесная подстилка или дернина; A_{2g} — осолоделый, белый плитчатый горизонт с ржаво-охристыми пятнами и железисто-марганцевыми конкрециями; A_2B_{1g} — переходный горизонт, неоднородно окрашенный, темно-бурый, с белесыми потеками или пятнами, плитчато-ореховатой структуры, уплотненный; B_{1g} — иллювиальный горизонт, подразделяется на подгоризонты, грязно-бурый, плотный, с глинисто-гумусовыми и сизоватыми пленками на гранях структурных отдельностей, присыпкой SiO_2 и черными призмами. Нижележащие горизонты — более светлой окраски, характеризуются бесструктурностью, пятнистостью, обильными новообразованиями, в том числе карбонатов. Во многих солодах в нижней части карбонатного горизонта появляются гипс и легкорастворимые соли.

Классификация. Солоди по степени гидроморфизма делятся на подтипы: *лугово-степные* (грунтовые воды на глубине 6...7 см), *луговые* (грунтовые воды на глубине 1,5...3,0 м) и *лугово-болотные* или *торфянистые*

Таблица 18.13

Химический состав и физико-химические свойства солоди (Н.И. Базилевич)

Горизонт, глубина взятия образца, см	Содер- жание гумуса, %	рН _{KCl}	Валовой состав на бескарбонатную и бесперегнойную навеску, %			Содержание обменных катионов, мэкв/100 г почвы				Плотный остаток водной вытяжки, %	Содержание СО ₂ карбона- тов, %
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	Сумма		
A ₁ , 0...5	8,8	4,7	71,7	12,0	2,9	17	5	1	23	0,17	—
A ₂ , 10...16	0,8	3,7	80,4	11,8	2,9	5	3	Следы	8	0,08	—
A ₂ , 17...20	0,8	4,0	79,6	11,8	2,8	6	3	1	10	0,09	—
B ₁ , 20...25	1,3	5,0	69,4	16,1	5,8	16	13	2	31	0,23	—
B ₂ , 47...57	—	6,6	65,0	17,8	6,6	13	14	6	33	0,30	—
C, 120...150	—	8,0	74,2	15,1	6,0	—	—	—	—	0,13	6

(воды на глубине 1,0...1,5 м). Первые развиваются под березовыми лесами с хорошо выраженным травянистым покровом, вторые — в понижениях под хорошо развитым травянистым покровом, третьи — в понижениях под лугово-болотной растительностью с примесью кустарников (см. рис. 8 цв. вклейки между с. 288 и 289). В них отчетливо выделяются дернина, торфянистый (Т), дерновый (A_1), осолоделый (A_2) и иллювиальный (B_v) горизонты с сильным оглеением по всему профилю.

Солоди делятся на следующие роды: *бескарбонатные, обычные и солончаковые*. На виды их делят по глубине осолодения (мощность $A_1 + A_2$) — *мелкие* (< 10 см) и *глубокие* (> 20 см), а также по мощности гумусового горизонта — *дерновые* (< 5 см), *мелкодерновые* (5...10 см), *среднедерновые* (10...20 см) и *глубокодерновые* (> 20 см).

Свойства. Обусловлены четкой дифференциацией профиля. Верхняя часть обеднена илом, полутораоксидами железа и алюминия, обогащена кремнезёмом. Качество гумуса близко к подзолистым почвам по групповому составу, его содержание колеблется от 1,5 до 10% и выше (дерновые солоды степных лиманов). Емкость поглощения варьирует от 10...15 мэкв в горизонте A_2 до 30...40 мэкв/100 г почвы в горизонте В. В составе ППК преобладают кальций и магний. Реакция в горизонте A_2 кислая или слабокислая, в нижних горизонтах — нейтральная или слабощелочная (табл. 18.13).

Водно-физические свойства солодей по профилю неоднородны. В верхней части часто наблюдается переувлажнение за счет верховодки, возникающей на границе осолоделого горизонта с иллювиальным.

Сельскохозяйственное использование. Из-за низкого плодородия и неблагоприятного водного режима сельскохозяйственное использование солодей незначительно. При залегании мелкими пятнами среди других почв их можно улучшить землеванием, на кислых почвах необходимо известкование, для всех подтипов важны регулирование водного режима и применение органических и минеральных удобрений. На некоторых солодах могут быть созданы продуктивные сенокосы. В большинстве случаев лучше всего оставлять их под древесными насаждениями, выполняющими водоохранную роль.

18.5. Бурые почвы полупустынной зоны

Зона полупустынь — переходная между степной и пустынной зонами. Вместе они занимают 25,1% равнинного покрова земли. На территории СНГ эти зоны простираются узкой (около 200 км) длинной полосой

(3000 км) от Прикаспийской низменности к Северному Приаралью и Монголии.

Зональным типом почв полупустынь являются бурые полупустынные почвы. Они расположены вместе с лугово-бурыми в Евразии и Северной Америке, где занимают 146,8 млн га. Их аналогами являются бурые субаридные почвы тропического пояса полупустынь Африки и Австралии. На территории СНГ бурые полупустынные почвы распространены на севере Каспийского и Аральского морей и в южной части Казахского мелкосопочника.

18.5.1. Условия почвообразования

Климат. Климат зоны сухой, континентальный. Среднегодовая температура 6...7 °С, июля 21...27 °С, января –10...–15 °С. Продолжительность безморозного периода 160...190 дней, сумма активных температур 3000...3700 °С.

Количество осадков по годам колеблется от 100 до 250 мм, испаряемость составляет 700...900 мм, что определяет недостаток влаги и непромывной тип водного режима. Лето долгое, сухое и жаркое, зима холодная и малоснежная.

Рельеф и почвообразующие породы. Рельеф полупустынной зоны равнинный, увалистый, низкорогный.

Почвообразующие породы разнообразны — лёссовидные суглинки на морских отложениях в Прикаспийской низменности, озерные и аллювиальные отложения различного происхождения — от тяжелых до легких, часто засолены. Встречаются песчанистые и глинистые отложения древнеаллювиального происхождения, в пределах Предуральского плато — известняки и глинистые сланцы.

Бурые полупустынные почвы образуются в условиях глубокого залегания грунтовых вод, которые не принимают участия в почвообразовании.

Растительность. Растительный покров зоны очень изрежен и беден по видовому составу. Проективное покрытие составляет 20...40%. На тяжелых почвах господствуют полынные, полынно-типчаковые, полынно-биюргуновые и полынно-кокпековые ассоциации. На легких почвах, как правило, менее солонцеватых и лучше обогащенных влагой, произрастает песчаная полынь, житняк пустынный, житняк Жерарда, растения-эфемеры. Биомасса растений составляет в среднем 100 ц/га зеленой массы, 65 ц/га корней. При этом расходуется 70 кг/га азота

и около 300 кг/га зольных элементов. Около 20% золы приходится на Na, Cl, S, т.е. растения засоляют почву, перемещая легкорастворимые соли из толщи профиля в верхние горизонты.

Поверхность почвы покрыта синезелеными водорослями и лишайниками.

Биологическая активность в бурых полупустынных почвах еще меньше, чем в каштановых, из-за большой сухости климата и более высокой температуры почвы и воздуха.

Вследствие активной минерализации небольшой массы растительных остатков гумуса в этих почвах накапливается мало. Вынос карбонатов и легкорастворимых солей производится лишь на небольшую глубину, в результате развивается малогумусная почва с укороченным профилем.

18.5.2. Генезис

В образовании профиля бурых полупустынных почв участвуют дерновый процесс, процессы рассоления, осолонцевания — осолодения, коркообразования.

Дерновый процесс развит слабо. Более грубые, чем в зоне каштановых почв, медленно разлагающиеся корни приводят к накоплению гумусовых кислот упрощенного строения на фоне преобладания фульвокислот. При этом аккумулируется большое количество зольных элементов (около 200 кг/га), в составе которых имеется и натрий. Натриевые соли из-за недостатка влаги не вымываются, а частично внедряются в ППК, обуславливая развитие солонцового профиля. В.В. Докучаев указывал, что солонцеватость — зональный признак бурых полупустынных почв. Позднее оказалось, что эти почвы солонцеваты лишь в Европейской части России, а во впадинах Восточной Сибири, Северной Америки, Центральной Азии не солонцеваты.

Согласно теории В.А. Ковды (1973), легкорастворимые соли, гипс и карбонаты накопились в бурых полупустынных почвах в период гидроморфной стадии, несколько тысяч лет назад. При отрыве от грунтовых вод началось их рассоление, затем солонцевание—осолодение (по схеме К.К. Гедройца для солонцов). В результате образование карбонатного, солевого и гипсового горизонтов произошло на некоторой глубине от поверхности почвы.

Процесс коркообразования обусловлен слабым развитием корней в поверхностном горизонте, бесструктурностью, распыленностью карбо-

натных почв на фоне контрастного гидротермического режима. Слоеватость подкоркового горизонта объясняют зимним промерзанием, так как слоеватый горизонт лучше выражен в тех случаях, когда почва промерзает глубже и на более длительный срок.

Результатом сочетания процессов является четкая элювиально-иллювиальная дифференциация профиля бурых полупустынных почв. В отличие от степных почв, в них отчетливо выделяется гумусово-элювиальный горизонт (A_1) серовато-бурого или палево-серого цвета, который подразделяется на верхнюю крупнопористую корочку мощностью 2...4 см и лежащий под нею рыхлый слоеватый подгоризонт мощностью 12...15 см. Ниже идет уплотненный гумусово-иллювиальный горизонт АВ или B_1 , более темной или буровато-коричневатой окраски, трещиноватый, с крупнокомковатой или глыбистой структурой. Мощность горизонтов A_1B_1 около 30...35 см. Ниже залегает иллювиальный карбонатный горизонт (B_k), более светлый, с пятнами белоглазки, мощностью 25...40 см, плотный, глыбистой или ореховатой структуры. На глубине 80...100 см обособляется (не всегда) гипсоносный горизонт (B_{cs}) и материнская порода (С), обычно карбонатная, часто засоленная и гипсоносная.

18.5.3. Классификация, свойства и сельскохозяйственное использование

Бурые полупустынные почвы со времен В.В. Докучаева (1900) были объединены в один тип вместе с каштановыми — «каштановые и бурые почвы». В последующем они были выделены в самостоятельный тип и по Классификации и диагностике почв СССР (1977) в нем выделяют три подтипа в зависимости от фациальных особенностей, степени гумусированности и выщелоченности легкорастворимых солей: 1) бурые полупустынные, типичные теплые, кратковременно промерзающие, с содержанием гумуса 1...2% (Южный Прикаспий к западу от Мугоджарских гор); 2) бурые полупустынные, светлые, теплые, промерзающие, с 1,0...1,5% гумуса (казахстанские); 3) бурые полупустынные, безгипсовые, умеренно теплые, длительно промерзающие (котловины Тувы).

Бурые полупустынные почвы на роды делятся по степени карбонатности, солончаковатости и солонцеватости. Разделение на виды производится по глубине, типу, степени засоления, солонцеватости,

щебнистости и другим признакам. При делении на роды выделяют почвы:

- ♦ *обычные полупустынные или пустынно-степные* — формируются на суглинистых породах под белопопынной растительностью;

- ♦ *бурые полупустынные карбонатные* — вскипают с поверхности, имеют скопление карбонатов на небольшой глубине, формируются на карбонатных породах;

- ♦ *бурые полупустынные солонцеватые* — имеют признаки солонцевания: высокая плотность нижней части горизонта B_1 , содержание 3...15% обменно-поглощенного натрия от суммы ЕКО. Структура глыбистая или комковато-призмовидная. Карбонаты и легкорастворимые соли находятся ближе к поверхности по сравнению с бурыми несолонцеватыми почвами. Формируются на засоленных породах под соленосными растениями;

- ♦ *бурые полупустынные остаточно солонцеватые осолоделые* — отличаются обильной кремнезёмистой присыпкой, листоватой структурой, низким содержанием обменно-поглощенного натрия, понижением линии вскипания по сравнению с почвами неосолоделыми; формируются преимущественно на породах легкого гранулометрического состава;

- ♦ *бурые полупустынные гипсоносные* — развиты на породах с остаточным гипсом;

- ♦ *бурые полупустынные солончаковые* — характеризуются повышенным содержанием солей в пределах первого метра, формируются на сильнозасоленных породах;

- ♦ *бурые полупустынные безгипсовые центрально-азиатские (тувинские)* — содержат мало гипса, мало карбонатов кальция, не засолены, не солонцеваты, имеют легкий гранулометрический состав, часто щебнистые;

- ♦ *бурые полупустынные слабодифференцированные* — развиты на легких породах, характеризуются слабой дифференциацией профиля, выщелочены;

- ♦ *бурые полупустынные малоразвитые* — отличаются маломощным профилем ($A_1 + B_1$ 15...20 см), щебнистостью, каменистостью. Развиты на элювии плотных горных пород.

Состав и свойства этих почв во многом определяются их гранулометрическим составом, но при этом характерно общее для всех разновидностей максимальное содержание ила, Fe_2O_3 и Al_2O_3 в нижней части гумусово-иллювиального горизонта, имеющего постоянные признаки солонцеватости. Горизонт A_1 обеднен полутораоксидами, кальцием, магнием, но имеет повышенное содержание SiO_2 и Na_2O .

Содержание гумуса в легких почвах около 1%, в легкосуглинистых — 1,0...1,5, в суглинистых — 1,5...2,5%. Гумус отличается высокой подвижностью, упрощенным строением гумусовых кислот, среди которых преобладают фульвокислоты ($C_{гк} : C_{фк} 1\%$). Содержание валового азота 0,11...0,18, фосфора — 0,06...0,2, калия — 1,5...2,0%, подвижных соединений фосфора и калия соответственно не более 10 мг и 20 мг на 100 г почвы. В большинстве случаев на глубине около 1 м находятся водорастворимые соли, содержание которых на глубине 120...180 см достигает нередко 1,5...2,0%. Скопления карбонатов максимальны на глубине 30...80 см.

Емкость поглощения в песчаных и супесчаных почвах составляет 3...10 мэкв, в легкосуглинистых — 10...15, в суглинистых — 15...25 мэкв на 100 г почвы. Она максимальна в горизонте В₁, где больше ила. В составе обменных оснований преобладают кальций и магний, содержание натрия колеблется в пределах 1...14% от ЕКО. Реакция по всему профилю щелочная (pH_{H_2O} 7,3...8,0), в карбонатном горизонте возрастает до 7,5...8,5.

Водно-физические свойства и водный режим бурых полупустынных почв неблагоприятны для роста растений из-за их высокой плотности и водопроницаемости (табл. 18.14). В результате глубина промачивания даже в более влажные годы не превышает 1 м. Острый дефицит влаги резко ухудшает агрономические свойства этих почв. Лучшими свойствами в полупустынной зоне обладают *лугово-бурые почвы*, которые расположены в понижениях различного рода и относятся к почвам полугидроморфного ряда. Грунтовые воды в понижениях иногда стоят на глубине 2...3 м, поэтому растительность здесь сомкнутая и представлена полынно-злаковыми ассоциациями. Строение профиля луговых бурых почв повторяет строение бурых почв, но в нижней части появляется оглеение. Они имеют более растянутый гумусовый горизонт А₁ (до 25 см) и пониженный горизонт вскипания, содержат гумуса 2...3%. Поглощающий комплекс насыщен кальцием и магнием, содержание поглощенного натрия не превышает 3% от ЕКО. Они чаще носят признаки солонцеватости, солончаковатости и осолодения, чем бурые полупустынные почвы.

Тип лугово-бурых почв делят на два подтипа — *луговато-бурые* и *лугово-бурые*. Последние делят на роды: *обычные*, *выщелоченные* (на легких породах), *солончаковатые* и *солонцеватые*. Деление на виды производится по глубине залегания солей, степени засоления и солонцеватости.

Таблица 18.14

**Физические свойства бурой полупустынной солонцеватой супесчаной почвы
(Л.П. Будина, В.А. Медведев)**

Глубина, см	Полевая влаж- ность, %	Максимальная гигроскопич- ность, %	Плотность сложения (d_v), г/см ³	Плотность твёрдой фазы (d), г/см ³	Пори- стость, %
0...8	1,3	2,7	1,58	2,59	39,0
20...25	2,5	6,1	1,45	2,59	44,1
40...45	2,0	2,6	1,40	2,62	46,5
70...75	2,5	3,5	1,55	2,66	41,7
100...108	1,1	2,5	1,67	2,62	36,2
150...158	1,2	4,8	1,65	2,64	37,5
200...205	1,4	4,5	1,55	2,59	40,1

Сельскохозяйственное использование бурых полупустынных почв из-за низкого естественного плодородия и дефицита влаги затруднено. Кроме того, для полупустынной зоны, так же как и для зоны сухих степей, характерна комплексность почвенного покрова. Лучшими почвами являются лугово-бурые, но их немного. Такие почвы можно использовать для бахчевых, овощных и плодовых культур. Освоение их под посев сельскохозяйственных культур требует орошения. Все другие мероприятия должны осуществляться в соответствии с зональными рекомендациями, предусматривающими предотвращение вторичного засоления, солонцевания и ветровой эрозии.

Применение удобрений без полива неэффективно. Зона бурых полупустынных почв — зона пастбищного (в ряде районов — круглогодичного) животноводства, в первую очередь овцеводства.

18.6. Серозёмы

Серозёмы — зональные автоморфные почвы в пустынных (полупустынных) степях сухих субтропиков. Как почвенный тип их впервые выделил С.С. Неуструев (1909) на примере почв Сырдарьинской области.

Серозёмы распространены в Евразии, Африке, Северной и Южной Америке и занимают общую площадь 205,9 млн га, кроме 52,5 млн га горных серозёмов (Е.В. Лобова, А.В. Хабаров, 1983). На территории СНГ (Средняя Азия и Закавказье) они занимают 32 млн га.

18.6.1. Условия почвообразования

Климат. Климат зоны — сухой субтропический: сухое и жаркое лето, мягкая и теплая зима. Средние температуры января +2...–5 °С, июля — 26...30 °С, продолжительность периода с температурой > 10 °С составляет 170...245 дней, сумма температур за этот период 3400...5800 °С. Количество осадков варьирует от 100 до 600 мм, их меньше на предгорных равнинах (100...230 м) и больше в горных районах (450...600 м), причем летом дождей нет. Испаряемость 1000...1700 мм, коэффициент увлажнения 0,12...0,33. Атмосферные осадки зимой и весной промачивают почву на 1...2 м, а иссушение почвы летом понижает влажность почв до максимальной гигроскопичности.

Контрастность климата весной и летом обуславливает высокую биологическую активность в почве весной и ее затухание летом.

Рельеф и почвообразующие породы. Рельеф зоны сложный и неоднородный: серозёмы приурочены к наклонным горным равнинам, холмистым предгорьям и расчлененным речным долинам.

Почвообразующими породами являются лёссы, лёссовидные суглинки пролювиального происхождения, часто подстилаемые галечниками; местами встречаются сильнощебенчатые породы.

Растительность. Растительный покров представлен эфемерами, которые стремительно растут весной и образуют сплошной, очень плотный покров. Среди них преобладают мятлик живородящий, осочки, луковичный ячмень, гусиный лук и др. В летнее время растительность выгорает, за исключением одиночных кустиков солянок. На предгорьях горных хребтов на высоте от 500 до 1500 м в составе растительности преобладают злаки — пырей, луковичный ячмень, девясил-карангыз и гигантские зонтичные — ферулы, весной эфемеры и луковичные (тюльпаны) и др. В межгорных долинах и поймах рек встречаются леса из тополя, ивы, лоха. Количество биомассы в момент максимального развития достигает 120...150 ц/га, из них 1,5...2,5 ц/га — надземная часть. Ежегодно синтезируется около 100 ц/га органического вещества, в биологический круговорот вовлекается 100...400 кг/га зольных элементов.

Если сравнивать с чернозёмами и каштановыми почвами, то количество надземной биомассы серозёмов резко им уступает, но значительно превосходит по массе растительных остатков в виде корней многолетников, часто деревянистых (Д.Г. Виленский, 1934). Однако гумуса в серозёмах накапливается мало. Это объясняется высокой биологической активностью весной, в результате чего интенсивный про-

цесс гумификации растительных остатков протекает под влиянием многочисленных представителей мезофауны, таких как моллюски, пауки, черви, термиты, суслики и даже птицы, которые прячутся в почве от жары.

18.6.2. Генезис

В настоящее время о происхождении серозёмов существуют три точки зрения.

В соответствии с первой из них для серозёмообразования характерна высокая, но кратковременная биогенность в связи с непродолжительным весенним теплым и влажным периодом активного развития биологических процессов и долгим жарким и сухим летним периодом, когда эти процессы почти полностью прекращаются (И.С. Кауричев, Н.П. Панов, 1982). При выпотном типе водного режима в сухое время года происходит передвижение к поверхности карбонатов и легкорастворимых солей, зимой и весной благодаря осадкам почвенный профиль становится более пресным. Опреснение тем выше, чем меньше осадков, а содержание гумуса возрастает с количеством осадков, так как увеличивается количество биомассы и усиливается ее гумификация.

По Б.Г. Розанову (1951), серозёмы являются древними почвами, которые пережили не одну фазу увлажнения, в результате чего выветривание первичных алюмосиликатов сопровождалось накоплением глинистых минералов и облессованием тонких частиц.

По В.А. Ковда (1973), серозёмы прошли вначале гидроморфную, а затем полугидроморфную стадию почвообразования с интенсивным гумусонакоплением и аккумуляцией карбонатов, гипса и других веществ. В последующем они подвергались выщелачиванию и аридизации. Эта точка зрения нашла подтверждение на примере почв Средней Азии.

18.6.3. Классификация, свойства и сельскохозяйственное использование

Классификация. Серозёмы включают три подтипа. В самостоятельные типы выделены орошаемые серозёмы и лугово-серозёмные почвы (табл. 18.15).

Таблица 18.15

Классификация серозёмных почв

Тип	Подтип	Род
Серозёмы	Светлые, типичные, темные	Обычные, остаточно-солончаковатые, галечниковые
Орошаемые серозёмы	Орошаемые светлые, типичные, темные, староорошаемые	Обычные, вторично-солончаковатые, галечниковые
Лугово-серозёмные	Луговато-серозёмные, лугово-серозёмные	Обычные, солончаковатые, галечниковые

Светлые серозёмы распространены в наиболее сухой и жаркой части серозёмной зоны. Мощность горизонтов $A + B_1$ колеблется от 40 до 50 см. Ниже B_1 залегает более светлый и уплотненный горизонт B_k с пятнами белоглазки, который промачивается до 1 м. Глубже 1,5...1,8 м встречаются гипс и легкорастворимые соли. Содержание гумуса в горизонте A_1 около 1,0...1,5%.

Типичные серозёмы занимают повышенные части предгорных равнин. Это подтип с наиболее резко выраженными свойствами типа. В типичных серозёмах горизонт A_1 мощностью 16...18 см серо-палевого цвета, сверху чешуйчато-пластинчатый, ниже неясно комковатый, сильно перерывт дождевыми червями. Горизонт B_1 мощностью до 48...61 см более светлый, мелкокомковатый, сильно переработанный землероями, на глубине 40...50 см с обильно карбонатной плесенью и конкрециями. Горизонт B_2 светлый, переходный к материнской породе; содержит известковые конкреции. Горизонт C — лёссовидный суглинок, с мелкими и редкими известковыми конкрециями и большим количеством мелких кристаллов гипса. Содержание гумуса в слое 10...12 см — 1,5...2,5%, в распаханых почвах — 1,0...1,5%. Типичные серозёмы лучше оструктурены, чем светлые. Солончаковатые почвы встречаются редко. Среди маломощных суглинисто-щебнистых и галечниковых типичных серозёмов распространены эродированные почвы (см. рис. 9 цв. вклейки между с. 288 и 289).

Темные серозёмы сформировались в области низких гор и высоких предгорий в условиях более влажного климата. Поэтому они имеют более мощный горизонт A_1 с содержанием в целинных серозёмах 2,5...4,0% гумуса, в распаханых — 1,5...2,0%. Темные серозёмы наиболее выщелочены, чем первые два подтипа, засоление не обнаруживается, гипсоносный горизонт залегает ниже 1,5...2,0 м.

Орошаемые серозёмы развиваются в условиях длительного промывного ирригационного режима, который сопровождается привносом

с поливными водами различных солей и мелкозернистых частиц. Они отличаются от неорошаемых слабой дифференцированностью профиля на горизонты. Весь профиль перерыв землероями, часто на большую глубину (до 100...125 см); в нем накапливается небольшое количество органического вещества. Орошаемые серозёмы равномерно карбонатны, гипсовые слои отсутствуют. На свежих разрезах они представляют сплошную, как бы слитую массу, тонкопористую, нередко с включениями в виде костей, черепков, свидетельствующих об антропогенном их использовании (Н.Г. Минашина, 1974). В общем эти почвы высокоплодородны и представляют ценный земельный фонд уже в течение тысячелетий.

Лугово-серозёмные почвы развиваются в условиях грунтового увлажнения при глубине грунтовых вод 2,5...5,0 м. Они отличаются от автоморфных серозёмов повышенным содержанием гумуса. Почти все лугово-серозёмные почвы орошаются, на них в разных областях земного шара созданы новые оазисно-культурные почвы.

Кроме перечисленных, в зоне серозёмов встречаются *луговые почвы* по дельтам рек, речным долинам под луговой растительностью при уровне грунтовых вод 1,0...2,5 м. Их профиль включает горизонты $A_1 - A_1B_{lg} - B_{kg} - C_g$. Они содержат до 4% гумуса и имеют выраженные признаки оглеения.

Свойства. Во многом свойства серозёмов определяются разнообразием и неоднородностью гранулометрического состава. В основном он характеризуется высоким содержанием крупной пыли, некоторым обогащением верхней и средней части профиля илистой фракцией, что связано с оглиниванием. Высокая микроагрегатность обусловлена сцементированными глинистыми частицами. Поэтому серозёмы имеют хорошую водопроницаемость, удовлетворительную влагоемкость и хорошие водно-воздушные свойства. Лучшими показателями плотности являются почвы с d_v 1,1...1,4 г/см³, худшими — с d_v 1,6 г/см³ и более.

Серозёмы характеризуются равномерностью распределения показателей валового химического состава (табл. 18.16). До глубины 1,5...2,0 м профиль этих почв не содержит легкорастворимых солей, засоленностью профиля иногда характеризуются вторично-солончаковые орошаемые почвы. Содержание гумуса убывает от темных серозёмов к светлым. Тип гумуса в темных серозёмах — фульватно-гуматный, в светлых и типичных — фульватный.

Емкость катионного обмена невысокая: в верхних горизонтах светлых серозёмов — 12...15 мэкв, в темных — 18...20 мэкв/100 г почвы. До 90% обменных катионов приходится на Ca^{2+} , 10...15% — на Mg^{2+} , около 2...5% — на Na^+ и K^+ .

Таблица 18.16

Валовой состав серозёмов (Б.В. Горбунов)

Горизонт	Глубина взятия образца, см	Потеря от про- каливания, %	Процент на безгумусовую и бескарбонатную навеску								$\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$	
			SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃		
Светлый серозём, разрез 2												
A	0...17	5,06	66,2	5,90	13,69	1,89	2,97	1,87	2,91	0,06	6,5	
B ₁	20...30	4,17	68,2	6,14	13,0	0,52	4,15	2,54	2,97	0,06	6,0	
B ₂	60...70	3,92	67,9	5,76	14,5	0,75	2,87	1,72	2,66	0,06	6,4	
C	130...140	4,48	68,7	5,48	13,2	1,43	3,09	1,85	2,50	0,06	7,0	
Типичный серозём, разрез 3												
A	0...14	5,31	65,5	6,07	14,5	0,62	3,90	2,66	2,60	0,05	6,9	
B ₁	20...30	5,49	66,1	6,37	13,5	0,62	4,38	2,18	2,68	0,05	6,4	
B ₂	75...85	5,79	64,8	5,54	14,1	1,10	4,19	2,14	2,48	0,07	6,3	
C	130...140	5,18	66,1	5,76	14,3	0,07	4,75	1,17	2,68	0,07	6,2	
Темный серозём, разрез 5												
A	0...9	5,79	64,8	6,07	14,1	1,90	3,12	2,10	2,65	0,06	6,1	
A	9...15	6,05	64,9	6,52	14,0	1,00	3,21	1,73	3,06	0,06	6,1	
B ₁	45...55	5,70	63,5	6,35	15,0	1,39	2,99	1,67	3,05	0,06	5,7	
C	120...130	5,22	64,7	6,63	15,9	0,04	2,98	1,57	2,82	0,17	5,5	

Сельскохозяйственное использование. Серозёмные почвы используются весьма интенсивно. Это главные районы хлопководства, на них возделывают рис, кукурузу, сахарную свеклу и другие ценные культуры.

Главная особенность зоны — орошаемое земледелие с древних времен и до наших дней. Резко снижает оценку почв их засоление и подверженность эрозии. Поэтому основными мероприятиями на фоне орошения являются создание мощного пахотного слоя, систематическое обогащение органическим веществом при помощи посева сидератов, введение люцерново-хлопковых севооборотов, борьба с эрозией и внесение органических и минеральных удобрений. Наибольший эффект достигается от внесения азотных удобрений, результат от внесения фосфорных и калийных удобрений определяется по степени обеспеченности серозёмных почв подвижными соединениями этих элементов. Положительное действие фосфорных и калийных удобрений отсутствует при содержании P_2O_5 более 60 и K_2O более 400 мг на 1 кг почвы. При наличии оглеенного горизонта в луговых почвах глубокий пахотный слой создается постепенной припашкой этого горизонта.

На темных серозёмах ведется богарное (неорошаемое) земледелие, где возделываются сады, виноградники, а также зерновые и кормовые культуры.

Глава 19

СУБТРОПИЧЕСКИЙ (ТЕПЛЫЙ) ПОЯС

Субтропический пояс расположен в Северном и Южном полушариях. В пределах СНГ выделяют три области (или зоны), различающиеся по условиям увлажнения: 1) влажную с краснозёмами и желтозёмами влажных лесов; 2) ксерофитно-лесную с коричневыми и серо-коричневыми почвами; 3) полупустынную и пустынную с серо-бурыми почвами субтропической пустыни и серозёмами предгорных полупустынь.

19.1. Почвы зоны сухих субтропических степей, ксерофитных лесов и кустарников

Основным типом почв сухого субтропического климата являются коричневые почвы. В самостоятельный тип они были выделены И.П. Герасимовым (1953–1960) в СССР, Восточном Закавказье, на востоке Южного берега Крыма и в горах Средней Азии, в Греции, Болгарии, Северной

Африке, позднее — в других странах Средиземноморья: Италии, Испании, Югославии.

Серо-коричневые почвы классифицируются как переходный тип от полупустынных серозёмов к коричневым почвам. Они распространены в тех же странах, где и коричневые почвы. Серо-коричневые почвы образовались в пределах равнин, предгорий и низкогорий, коричневые — в предгорьях и горных районах.

19.1.1. Условия почвообразования

Климат зоны сухих субтропических степей характеризуется длительным жарким сухим летом со средней температурой июля 24...27 °С, влажной и прохладной зимой со средней температурой января 6...9 °С. Количество осадков 220...600 мм, коэффициент увлажнения 0,2...0,5.

Растительность представлена зарослями сухих колючих кустарников, ксерофитными растениями на равнинах, в предгорьях горных районов — ксерофитными лесами из дуба, граба, ореха, плодовыми культурами.

Почвообразующие породы зоны сухих субтропических степей разнообразны, в большинстве карбонатные, в странах Средиземноморья, кроме того, встречаются вулканические (Италия) и засоленные (Венгрия) породы.

Засушливость климата обуславливает быструю минерализацию растительных остатков, особенно в районах распространения серо-коричневых почв. В районах образования коричневых почв, развивающихся при более значительном осенне-зимне-весеннем увлажнении, более обильная биомасса минерализуется в меньшей степени, поэтому эти почвы содержат гумуса больше, чем серо-коричневые. Процессы гумификации растительных остатков протекают в нейтральной или слабощелочной среде, что приводит к образованию фульватно-гуматного гумуса ($C_{гк} : C_{фк} \geq 1$).

В коричневых почвах наблюдается оглинивание в средней части профиля, отсутствие признаков солонцеватости и засоления. В серо-коричневых почвах проявляются признаки засоления и солонцеватости.

19.1.2. Серо-коричневые почвы

Тип серо-коричневых почв подразделяется на три подтипа: *темные, обыкновенные и светлые*.

Для профиля характерен коричнево-серый гумусовый горизонт $A_k + B$ мощностью около 50 см в темных, 35...45 см в обыкновенных

и укороченных в светло-коричневых почвах с содержанием гумуса в верхнем горизонте соответственно 3,0...4,5, 2...3 и 1,5...2,0%. Под ним располагается горизонт метаморфического оглинивания B_m , более тяжелый, чем горизонт A_k , ореховато-глыбистый, с выделениями карбонатов в виде прожилок и карбонатной плесени. В нем содержится 1,0...1,5% гумуса. В светло-коричневых почвах горизонт B_m выражен менее отчетливо. В отличие от темных и обыкновенных серо-коричневых почв, светлые содержат легкорастворимые соли и могут иметь солонцеватость.

Серо-коричневые почвы в пределах подтипов делят на роды: *обычные, солонцеватые, солончаковые, гипсоносные и галечниковые*. Для них характерна слабощелочная реакция, возрастающая с глубиной; в составе ЕКО (35...40 мэкв/100 г) в основном преобладает кальций, 5...20% приходится на магний и 5...10% — на натрий.

Сельскохозяйственное использование серо-коричневых почв интенсивное. Их отличает высокое потенциальное плодородие, но обязательным условием получения высоких урожаев является орошение. На темных и обыкновенных серо-коричневых почвах развито богарное земледелие с возделыванием зерновых и бахчевых культур. На всех трех подтипах при орошении выращивают хлопчатник, виноград и другие ценные технические и плодовые культуры (инжир, гранат, айва). Как при орошении, на богаре эффективны удобрения, поскольку эти почвы бедны запасами питательных веществ в доступной для растения форме.

На карбонатных почвах эффективны калийные удобрения, микроэлементы (железо и марганец, бор и молибден), наиболее сильное действие оказывают азотные и фосфорные удобрения.

19.1.3. Коричневые почвы

Тип коричневых почв занимает в системе вертикальной зональности переходное положение между серо-коричневыми почвами сухих субтропических лесов и бурыми горно-лесными почвами. Их общая морфологическая характеристика следующая. Гумусовый горизонт A_k с небольшой дерниной сверху, комковатый, серо-коричневого цвета, светлеющий внизу, мощностью около 30 см. Под ним расположен горизонт АВ, ясно оглинен, окрашен гумусом, комковато-ореховый или комковатый. Подгумусовый горизонт B_m ярко-коричневого цвета, оглинен, в нижней части содержит карбонаты. Глубже залегает карбонатный буро-коричневый горизонт ВС (BC_k) — C_k с глазками, жилками, пятнами карбонатов.

Мошность профиля коричневых почв в горных районах 1,0...1,5 м, в предгорьях — 1,5...2,0 м. Они имеют благоприятные физические свойства, почти полную насыщенность основаниями, высокое содержание фульватно-гуматного гумуса (4...6%), хорошую структуру.

Коричневые почвы делят на три подтипа: *коричневые выщелоченные* — вскипают на глубине 80...100 см ниже гумусового профиля А + В, развиваются в более увлажненных районах при КУ 0,75...0,9; *коричневые типичные* — вскипают в горизонте В; *коричневые карбонатные* — вскипают с поверхности, развиваются в более аридных условиях зоны при КУ 0,5...0,6.

Подтипы делят на роды: *обычные, красноцветные, солонцеватые, солончаковатые, остепненные*.

По содержанию гумуса в верхнем горизонте А коричневые почвы делят на *слабогумусированные* (< 4% на целине, < 2,5% на пашне), *малогумусовые* (соответственно 4...6 и 2,5...4,0%) и *среднегумусовые* (соответственно > 6 и > 4%) виды. Кроме того, их могут делить по степени солонцеватости на *слабо-, средне-, сильносолонцеватые* и соответственно по каменистости.

Коричневые красноцветные почвы распространены в Албании. Они образовались на пироксенах и отличаются окрашиванием горизонтов АВ и В в красный цвет. Красноцветные почвы в Италии образовались на вулканических породах.

Почвоведы Западной Европы рассматривают коричневые почвы как реликтовые краснозёмные почвы средиземноморских областей. Если бы вернулись древние римляне, они не узнали бы своих земель, так как агрономические цивилизации, сменявшиеся вокруг Средиземного моря, принесли с собой пожары средневековья, чрезмерную пастбищную нагрузку и распашку в более поздние времена.

Коричневые почвы более плодородны, чем серо-коричневые, сельскохозяйственное использование их разностороннее. На них возделывают виноград и плодовые культуры. При этом широко применяются полосное размещение культур и террасирование склонов, эффективна вспашка с разуплотнением подпахотного горизонта, другие приемы, предотвращающие водную и ветровую эрозию. Противоэрозионные мероприятия хорошо сочетаются с применением органических и минеральных удобрений, посевом многолетних трав и запашкой сидератов.

19.2. Почвы влажных субтропических лесов

Наиболее часто встречаемыми почвами зоны влажных субтропических лесов являются краснозёмы, желтозёмы и субтропические подзолистые или желтозёмно-подзолистые почвы. Они распространены на Черноморском побережье западной Грузии, на юго-западном побережье Азербайджана и широко — в Юго-Восточном Китае и Японии. По системе ФАО их называют *акрисолями* (acrisols). Эти почвы покрывают большие территории в Южной, Центральной и Северной Америке, на западе Экваториальной Африки, они распространены в горном поясе Южной Австралии, на островах Новой Зеландии.

19.2.1. Условия почвообразования

Климат. Климат влажных субтропиков влажный, теплый или жаркий, при котором коэффициент увлажнения 7–8 месяцев в году равен 1...2, а в остальные месяцы не опускается ниже 0,6. Температура почвы большую часть года превышает 20 °С, а в зимние месяцы не опускается ниже 8...10 °С. Так, осадков в Грузии выпадает около 2500 мм, в отдельные годы 4000 мм, наибольшее количество приходится на осень и зиму. Относительная влажность воздуха летом высокая, до 80%, среднегодовая температура 13,2...14,5 °С, июля 21...23 °С, января 5...7 °С.

Почвообразующие породы. Почвообразующие породы — продукты выветривания ферсальитного или ферраллитного состава, они богаты полутораоксидами, бедны основаниями. Среди них встречаются глинистые минералы каолинит-галлуазитовой группы: андезиты, базальты, третичные отложения в виде глинистых и песчано-глинистых сланцев, аллювиальные и делювиально-пролювиальные глинисто-песчаные и галечниково-валунные отложения.

При интенсивном выветривании почвообразующих пород происходит распад большей части первичных минералов (за исключением кварца) с образованием вторичных минералов группы каолинита и галлуазита с низким отношением $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 (< 2)$. В условиях хорошего дренажа подвижные продукты распада первичных и вторичных минералов, Ca, Mg, K, Na и значительная часть SiO_2 выносятся. Образующиеся при выветривании гидроксиды железа и алюминия малоподвижны и накапливаются в больших количествах (60...80%) в окислительной среде, бедной органическим веществом. Гидроксиды железа аккумулируются в виде гетита $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ и гематита Fe_2O_3 , равномерно

прокрашивающих массу каолинита, придавая ей охристо-красный цвет. Причем краснозёмы образуются на коре выветривания мощностью 10...12 м, желтозёмы — на менее мощных кислых породах. Для последних характерно более низкое содержание железа и алюминия (25...30%) и более высокое кремнезёма (55...65%), поэтому они не имеют такой яркой окраски, как краснозёмы.

Растительность. Состоит из дуба, граба, клена, бука, каштана, в более влажных лесах — из ольхи. В подлеске встречаются лианы, дикий виноград, папоротник.

Характерными почвообразовательными процессами в этой зоне являются интенсивный гумусово-аккумулятивный и подзолистый. При этом, несмотря на интенсивную минерализацию органического вещества и оподзоливание, содержание гумуса в краснозёмах и желтозёмах достигает 10...12%, что объясняется высокой интенсивностью биологического круговорота. В нем участвует до 410 т/га биомассы, ежегодный большой опад (21 т/га) и значительное, до 700 кг/га, количество зольных элементов и азота, поступающих в почву при разложении растительных остатков. Степень оподзоливания может уменьшаться также вследствие накопления полтораоксидов, высвобождающихся при разложении растительных остатков в краснозёмах, развитых на основных изверженных породах. Оподзоливание усиливается на галечниково-валунных отложениях и при временном переувлажнении на пониженных элементах рельефа.

19.2.2. Краснозёмы

Тип краснозёмных почв делится на два подтипа: типичные и оподзоленные.

Краснозёмные типичные почвы имеют следующее строение:

A — горизонт мощностью 0...15 (30) см, более или менее темно-коричневый, порошисто-зернистый или ореховатый, рыхлый;

B_m — горизонт мощностью 15 (30)...60 (85) см, ярко окрашен в красный или оранжево-красный цвет, рыхлый, с ходами червей, структура выражена слабо, плотный, вязкий;

C — материнская порода, до коренной породы пестро окрашена, красноватая, по ней часто рассыпаны мелкие пятна и прожилки ярко-красных, охристо-желтых железистых конкреций (см. рис. 10 цв. вклейки между с. 288 и 289).

Оподзоленные краснозёмы отличаются менее яркой окраской и наличием оподзоленного горизонта. Типичные краснозёмы занимают пока-

тые склоны, оподзоленные — пологие. По степени оподзоленности они делятся на *слабо-* и *среднеоподзоленные*, по мощности горизонта А — на *слаборазвитые* (мощность до 10 см), *маломощные* (10...20 см) и *обычные* — (более 20 см). Маломощные относятся к среднеэродированным почвам, обычные — к неэродированным. Они могут быть *глеевыми* или *глееватыми*, если образуются в понижениях.

По содержанию гумуса в горизонте А краснозёмы делятся на *малогумусовые* — меньше 6%, *среднегумусовые* — 6...9, *высокогумусовые* — больше 9%.

Гранулометрический и химический состав краснозёмов свидетельствует, что содержание кальция и магния в них незначительное, в нижних горизонтах наблюдается пониженное содержание SiO_2 и повышенное Fe_2O_3 и Al_2O_3 (табл. 19.1). Они имеют высокую кислотность, так как до 60...75% ЕКО приходится на водород и алюминий. В составе гумуса преобладают фульвокислоты, содержание азота в горизонте A_1 0,3...0,5%, глубже — резко падает. Подвижных фосфатов мало, так как в кислых почвах происходит их сильное закрепление.

Физические свойства краснозёмов благоприятны, так как они обладают высокой влагоемкостью и водопроницаемостью при хорошо выраженной водопрочной структуре. Установлено, что водопрочная структура обусловлена пленками гидроксидов, которые склеивают механические элементы в агрегаты.

19.2.3. Желтозёмы

Желтозёмы имеют более четкий дифференцированный профиль с ясно выраженным подзолистым горизонтом: A_0 — A_1 — A_2 — В — С. Для гумусового горизонта A_1 характерна серовато-палевая окраска, для горизонта A_2 — палевая с желтым оттенком, для горизонта В — светло-желтая, с железисто-марганцевыми пятнами, для почвообразующей породы С — желтовато-оранжевая (см. рис. 11 цв. вклейки между с. 288 и 289).

Тип желтозёмов делят на четыре подтипа: желтозёмы, подзолисто-желтозёмные, желтозёмно-глеевые, подзолисто-желтозёмно-глеевые почвы.

Желтозёмы формируются в предгорной части и на склонах низких гор.

Подзолисто-желтозёмные почвы развиваются на подгорной равнине и в понижениях в условиях временного переувлажнения, вследствие

Таблица 19.1

Гранулометрический и химический состав глинистого краснозёма. Грузия (Н.Н. Еремин)

Гори- зонт	Глубина взятия образца, см	Гумус, %	Механические элементы, мм			Валовой состав на бескарбонатную навеску, %			Поглощенные катионы, мэкв/100 г почвы		рН	
			Песок, > 0,05	Пыль, 0,05...0,001	Ил, < 0,001	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Ca ²⁺	Mg ²⁺	KCl	водная вытяжка
A	0...10	4,60	7,2	40,1	50,2	43,3	13,8	28,7	1,2	0,07	4,7	5,3
A	10...16	1,78	4,1	40,3	53,0	—	—	—	1,3	0,10	4,7	5,4
B	25...35	0,90	2,8	41,1	54,5	41,5	15,7	29,2	0,9	Нет	4,7	5,5
B	60...70	0,90	10,8	40,5	47,5	36,9	16,7	31,7	—	—	4,6	5,4
C	120...130	—	30,4	40,1	17,3	35,3	17,1	32,5	—	—	4,5	5,7
C	190...200	—	31,3	54,2	16,0	34,9	16,9	32,6	—	—	4,7	5,7

чего у них четко выражены подзолистый горизонт и поверхностное оглеение.

Желтозёмно-глеевые почвы формируются у подножия гор при близком залегании грунтовых вод. Они делятся на глееватые и глеевые. Среди них встречаются остаточно-карбонатные почвы со щелочной реакцией в нижней части профиля.

Подзолисто-желтозёмно-глеевые почвы образуются при повышенном увлажнении. Чем ниже по склону расположена почва, тем она более оглеена и оподзолена.

Желтозёмы отличаются высокой степенью оглинивания, обогащенностью верхних горизонтов кремнезёмом, нижних — полтораоксидами. Их илистая фракция по профилю неизменна по составу, что свидетельствует о процессе лессивирования, а не оподзоливания. Гумусированность желтозёмов высокая (5...6%), но уже на глубине 15...20 см убывает до 1...2%. Гумус фульватный, отношение $C_{гк} : C_{фк}$ около 0,5. Емкость катионного обмена у этих почв невысокая (10...15 мэкв/100 г), степень насыщенности основаниями колеблется от 4...7 до 60...70%, pH_{H_2O} 5...6, pH_{KCl} 3,8. Полтораоксидов в желтозёмах содержится меньше, чем в краснозёмах, поэтому физические свойства желтозёмов менее благоприятны.

19.2.4. Сельскохозяйственное использование краснозёмов и желтозёмов

Краснозёмы и желтозёмы — ценнейшие почвы для чайного куста, цитрусовых, эфиромасличных культур, табака. Одним из важнейших условий правильного использования этих почв является борьба с эрозией, которая иногда полностью губит не только урожай, но и почву. Наиболее эффективно предупреждение эрозии при террасировании склонов, а также при шпалерном возделывании чайного куста и бороздовании почвы. Наилучшая обработка — послойная, которая сохраняет гумусовый горизонт на поверхности.

Большое значение имеет применение на краснозёмах и желтозёмах органических и минеральных удобрений, а также возделывание сидератов. Из минеральных удобрений необходимы азотные и фосфорные (вносят в больших дозах из-за ретроградации). Калийные удобрения большого влияния на урожайность чайного куста не имеют, но важны для других субтропических культур, так как повышают их устойчивость против болезней и заморозков и заметно влияют на их качество.

На плантациях цитрусовых вносят 100...120 кг/га K_2O на фоне N — 200...250, P_2O_5 — 300...350 кг/га.

На краснозёмах и желтозёмах возможно известкование. Следует помнить, что чайный куст требует слабокислой реакции почвы. При этом необходима оптимизация соотношения между Al и Ca, которое для чайного куста должно быть больше единицы.

Глава 20

ТРОПИЧЕСКИЙ ПОЯС

К тропическому биоклиматическому поясу относится та территория нашей планеты, где сумма положительных температур выше $10^\circ C$ составляет более 7000 $^\circ C$. В Северном и Южном полушариях тропический пояс располагается в основном от 20 до 30° северной и южной широты соответственно. Средние температуры здесь зимой не ниже $10^\circ C$, летом 30...35 $^\circ C$.

При высокой температуре воздуха количество атмосферных осадков в различных зонах колеблется от 10 до 7000 мм.

В засушливых местах тропического пояса расположены пустыни и полупустыни, в более увлажненных — саванны, листопадные и экваториальные леса. Это обуславливает многообразие растительного и животного мира.

Рельеф тропического пояса представлен в основном низменными и высокогорными равнинами, рифтовыми плоскогорьями. Большое влияние на природные условия тропического пояса оказывает вертикальная зональность, которая значительно изменяется в зависимости от количества атмосферных осадков, выпадающих в местах расположения горных систем.

Наиболее типичными почвообразующими породами тропиков являются красноцветные отложения супесчано-суглинистого состава мощностью от нескольких дециметров до десяти и более метров. Они сформировались в достаточно влажных условиях, благоприятных для высокой геохимической активности железа. Благодаря оксиду железа многие тропические почвы имеют красный или близкий к нему цвет, что отражено в их названиях. Наряду с красноцветными отложениями в качестве почвообразующих пород могут выступать озерные суглинки, имеющие серый цвет, светло-желтые супесчаные аллювиальные отложения, бурые вулканические пеплы и другие, поэтому почвы, образо-

ванные в одинаковых биоклиматических условиях, не всегда одинакового цвета.

Особые условия почвообразования характерны для тропических островов.

20.1. Почвы тропических лесов

Интенсивность и направление почвообразовательных процессов в тропических лесах определяется господством лесных биоценозов, высокой влажностью и температурой (не ниже 25 °С). Различают тропические леса Южного и Северного полушарий, а также экваториальные леса.

Для *тропических лесов Южного и Северного полушарий* характерен кратковременный, в пределах двух-трех месяцев, сухой сезон. В это время из-за засухи некоторые растения могут сбрасывать листву.

Экваториальные леса характеризуются обилием атмосферных осадков. Большую часть года дожди здесь идут почти ежедневно. На поверхность почвы ежегодно выпадает от 2500 до 7000 мм осадков. Высокая температура и обилие влаги обуславливают произрастание огромного количества видов растений, располагающихся по высоте в несколько ярусов и формирующих биомассу, в несколько раз превышающую биомассу широколиственных лесов суббореального пояса (табл. 20.1).

Таблица 20.1

**Структура биомассы тропического и суббореального лесов, т/га
(по Л. Родину и Н. Базилиевич)**

Компонент биомассы	Сельва на желтых и красных аллитных почвах	Широколиственный лес на бурых лесных почвах
Фитомасса	500...1500	300...400
Ризомасса	100	55
Зоомасса	4,5	0,5
Опад ежегодный	200...1500	40...100
Зольные элементы	0,3...2,0	0,04...0,08

Ежегодный растительный опад в лесах тропического пояса колеблется от 200 до 1500 т/га, однако при этом постоянная лесная подстилка, как, например, в хвойном лесу таёжно-лесной зоны, не образуется. Это объясняется огромной биологической активностью почвы, благодаря которой практически все растительные остатки очень быстро минерализуются.

Особенности формирования почвенного покрова тропических лесов определяются следующими явлениями:

1. Интенсивное выщелачивание растворимых минеральных и органических веществ и коллоидов за пределы почвы и коры выветривания. Это приводит к тому, что выщелачиваемые вещества становятся недоступными для растений. В результате формируются почвы с низким плодородием.

2. Разрушение алюмосиликатов и силикатов и накопление минеральной массы, состоящей из каолинита, различных оксидов железа и алюминия. При этом формируется так называемая ферраллитная кора выветривания.

3. Очень интенсивная минерализация растительных и животных остатков. Высвобождающиеся в результате минерализации биофильные элементы практически сразу поглощаются новыми поколениями организмов и не выносятся за пределы коры выветривания. На поверхности почвы не происходит образование лесной подстилки или торфа.

4. Гумификация незначительной части органических остатков. В результате этого образуются почти одни фульвокислоты, способные растворяться в воде и мигрировать за пределы почвенного профиля. Благодаря их вымыванию в речные системы вода многих тропических рек окрашена в желтоватый или желтовато-коричневый цвет. Из-за интенсивной миграции фульвокислот и почти полного отсутствия гуминовых кислот в почве тропических лесов образование гумусовых горизонтов, как правило, не происходит.

5. Интенсивное химическое выветривание горных пород, обусловленное постоянно высокой температурой и большой влажностью. Оно приводит к латеризации горных пород, т.е. превращению верхних горизонтов в особые поверхностные образования, которые называются латеритами.

Латерит — это богатая железом и алюминием поверхностная формация в жарких и влажных тропических областях, образованная в результате выветривания горных пород. Горные породы разлагаются осадками, перепадами температур, в результате химического и механического воздействий. Просачивающаяся вода разрушает основные минералы пород, уменьшая концентрацию хорошо растворимых соединений натрия, калия, магния и кремния и увеличивая концентрацию малорастворимых соединений железа и алюминия. Латерит состоит в основном из каолинита, гетита, гематита и гиббсита, которые образуются в процессе выветривания. Кроме этого, многие латериты содержат кварц. Оксиды железа гетитов и гематитов придают латеритам характерный красно-коричневый цвет.

6. Широкое распространение процессов лессиважа, оглеения, псевдооглеения, оподзоливания.

Наибольшее распространение в тропических лесах получили два основных типа почв:

1) красные и желтые ферраллитные почвы постоянно влажных дождевых лесов;

2) красные ферраллитно-латеритные почвы сезонно-влажных листопадных лесов.

Красные и желтые ферраллитные почвы постоянно влажных дождевых лесов имеют очень маломощный (5...7 см) гумусовый горизонт серого цвета, содержащий всего несколько процентов гумуса. Он сменяется переходным горизонтом АВ (10...20 см), на протяжении которого полностью исчезает гумусовый оттенок.

У красных ферраллитно-латеритных почв сезонно-влажных листопадных лесов с поверхности располагается гумусовый горизонт (А), который в верхней части более или менее одернован. Его мощность — 10...15 см, цвет — темно-серый. Ниже следует переходный горизонт (В), на протяжении которого постепенно исчезает серый оттенок и усиливается красный цвет почвообразующей породы. Мощность этого горизонта — 30...50 см. Общее содержание гумуса в красной ферраллитной-латеритной почве от 1 до 4%, иногда больше; реакция — слабокислая, часто почти нейтральная. Эти почвы широко используются в тропическом земледелии. Основная проблема при их использовании — легкое разрушение почв под действием эрозии.

Особенность биоценозов влажных экваториальных лесов состоит в том, что почти вся масса химических элементов, необходимых для питания растений, содержится в самих растениях и только благодаря этому не вымывается обильными атмосферными осадками. При вырубании дождевого тропического леса атмосферные осадки очень быстро размывают верхний тонкий плодородный почвенный слой и под сведенным лесом остаются бесплодные земли. Для земледельческого использования экваториальных лесов требуется внесение большого количества удобрений.

20.2. Почвы тропических островов

Как и в тропиках материков, свойства почв тропических островов в значительной степени определены составом горных пород и возрастом почвообразования. В зависимости от этих факторов выделяются следующие

главные группы почв: вулканические ферраллитные, гумусово-карбонатные, бурые тропические.

Вулканические ферраллитные почвы (андосоли) распространены на тех островах, где проявляется современный вулканизм. Они отличаются легким гранулометрическим составом, хорошими водно-физическими свойствами, богатством различных минералов, при выветривании которых освобождаются вещества, необходимые для питания растений. Поэтому эти почвы, как правило, плодородны.

Все вулканические почвы находятся в той или иной стадии ферраллитизации. Однако часто вблизи действующих вулканов этот процесс может прерываться по мере того, как новые пласты вулканического материала откладываются на поверхность почвы.

Вулканические почвы можно разделить на две категории: образующиеся на базальтовых лавах и на пеплах. На базальтах почвообразовательный процесс происходит значительно медленнее, и в начальный период эти почвы малопродуктивны. В базальтах обычно выше процент металлов, поэтому образующиеся на них почвы, как правило, более богаты оксидами железа, алюминия и титана, чем почвы на пеплах.

Особую группу образуют почвы океанических коралловых островов. Среди них наиболее своеобразны почвы атоллов. Почвообразующей породой на таких островах служат белоснежные коралловые пески и рифовые известняки. Растительность здесь представлена зарослями кустарников и лесами кокосовой пальмы с прерывистым покровом из низких злаков. На атоллах наиболее распространены *атолловые гумусово-карбонатные песчаные почвы* с маломощным гумусовым горизонтом (5...10 см), характеризующимся содержанием гумуса 1...2% и pH около 7,5.

Важным фактором почвообразования на тропических островах являются птицы. Их многочисленные колонии откладывают огромные количества помета, который обогащает почву органическим веществом и способствует появлению особой древесной растительности, зарослей высоких трав и папоротников. В профиле почв, сформированных в таких условиях, имеется мощный торфяно-гумусовый горизонт с кислой реакцией. Такие почвы называются *атолловые мелано-гумусово-карбонатными*.

Гумусово-карбонатные почвы являются важным природным ресурсом многочисленных островных государств Тихого и Индийского океанов, являясь основной плантацией для кокосовой пальмы.

Бурые тропические почвы в Океании характерны исключительно для склонов гор. Они маломощны и щебнисты; образуются на различных

горных породах, чаще всего на глинистых сланцах, флишах, под тропическими лесами. Такие почвы широко используются местным населением под огороды, иногда под плантации кофе, какао и некоторых других культур.

20.3. Почвы саванн

Саванны — это степеподобные места той части тропического пояса, где наблюдается резкое разделение года на сухой и дождливый сезоны. Они представляют собой обширные пространства, покрытые травянистой растительностью с редко разбросанными деревьями и кустарниками.

Климат саванн характеризуется чередованием в течение года очень влажных и очень сухих периодов. При этом в областях саванн, наиболее удаленных от экватора, длительность дождливого периода составляет от восьми до девяти месяцев, а у экваториальных границ — от двух до трех месяцев. В зависимости от сезона увлажнения резко изменяется водность рек. В засуху многие водоемы почти полностью высыхают, почвенный покров иссушается, большинство деревьев и кустарников сбрасывают листву, наземная часть трав высыхает. В дождливый сезон происходит быстрое нарастание растительной массы (от 12 до 30 т/га за сезон). На плохо дренированных участках наблюдается заболачивание, на склонах — водная эрозия.

В зависимости от особенностей выветривания горных пород и характера почвообразования различают:

- 1) красные саванны с ферраллитным типом выветривания;
- 2) черные саванны с сиааллитным типом выветривания.

В **красных саваннах** наиболее распространены следующие почвы: красные ферраллитные, красно-бурые, красно-коричневые, красновато-бурые.

Красные ферраллитные почвы расположены в высокотравных саваннах и листопадных лесах. На территории распространения этих почв годовое количество осадков колеблется от 1300 до 2000 мм, при этом засушливый сезон не превышает 4 месяца. По своим свойствам они близки к красным ферраллитным почвам тропических лесов.

Красно-бурые почвы сухих саванн формируются в тропических сухих низкотравных и опустыненных саваннах с периодически промывным водным режимом и большим содержанием растворимых соединений. Они имеют следующее строение профиля: A_1 — гумусовый горизонт,

В — оглиненный, иногда карбонатный горизонт и **С** — почвообразующая порода. Для всех горизонтов, особенно для **В**, характерны красновато-бурая окраска, обусловленная железистыми выделениями в виде пленок, конкреций. Красно-бурые почвы имеют слабокислую реакцию. Они не насыщены основаниями. Содержание гумуса в них от 1,5 до 3%, с глубиной постепенно уменьшается. Обеднение верхних горизонтов илом не всегда выражено. Эти почвы распространены в Африке, Северной Австралии и некоторых районах Южной Америки.

Красно-коричневые почвы сухих тропических листопадных лесов — слабо изученная группа почв. По ряду своих свойств они близки к красно-бурым почвам сухих саванн. Последовательность горизонтов: A_1 — B_{Ca} — C_{Ca} — **С**. Горизонты **В** и **С** сильно обогащены карбонатом кальция в форме рыхлых или ядерных конкреций.

Красновато-бурые почвы опустыненных саванн имеют следующее строение профиля: A_1 — светлый, буровато-серый горизонт; **В** — красновато-бурый, иллювиально-карбонатный горизонт; **С** — карбонатная почвообразующая порода. Реакция у этих почв нейтральная и щелочная, емкость катионного обмена невысокая, насыщенность основаниями полная; содержание гумуса книзу постепенно уменьшается, минеральная часть по профилю дифференцирована слабо. Обычно в красновато-бурой почве содержатся железистые пленки, придающие ей красноватые тона. Ее водный режим непромывной. Эти почвы образуются под низкотравными и опустыненными саваннами на переходе к тропическим пустыням.

Почвы саванн и тропических редколесий отличаются более высоким содержанием гумуса и большим плодородием, чем почвы влажных лесов. Поэтому в районах их распространения находятся основные площади распаханных земель с плантациями вывезенного из Африки кофейного дерева, хлопчатника, бананов и других культурных растений.

Почвы **черных саванн** формируются на породах, богатых кальцием. Благодаря интенсивному черному цвету их объединяют под названием черных почв.

Для них характерны мощный (до 1,5...2,0 м), черный гумусовый горизонт с незначительным содержанием гумуса (1,0...1,5%), преобладание малоподвижных гумусовых соединений, высокое содержание тонкодисперсных минералов, незначительная емкость катионного обмена, щелочная реакция. Эти почвы отличаются высоким плодородием и используются в земледелии значительно чаще остальных почв тропического пояса.

Глава 21

ПЕСКИ И ПЕСЧАНЫЕ ПОЧВЫ

Пески — это геологические образования, которые сформировались в результате выветривания горных пород и переотложения продуктов выветривания водой или ветром. Они довольно слабо затронуты почвообразованием и занимают на земном шаре огромные территории. Пески и песчаные почвы встречаются практически во всех зонах Земли. Большие их массивы расположены в пустынях Сахара, Ливийская (Африка), Нефуд (Аравия), Тар (Пакистан), Большая Песчаная, Гибон (Австралия), Калахари (Африка), в восточных предгорьях Анд в Южной Америке. Песчаные массивы находятся на юге России, в полупустынях и пустынях Средней Азии.

В зависимости от происхождения пески делятся на *морские, озерные, элювиальные, делювиальные, аллювиальные, дельтово-аллювиальные, флювиогляциальные, эоловые*.

Химический состав песков определяется в первую очередь их минералогическим составом и отличается преобладанием кварца и незначительным содержанием соединений железа, алюминия, кальция и магния.

На территории песчаных массивов часто встречаются *подвижные пески*, которые не закреплены корневой системой растений и под действием ветра легко перемещаются. Они представлены дюнами и барханами.

Дюны образуются по берегам рек, морей в результате навевания песка ветром вокруг различных препятствий (кустарников, неровностей рельефа и т.д.). Это скопления песка в виде холма высотой до 40 м и более. Их особенностью является движение за счет перекачивания песчинок ветром с одной стороны холма на другую. Скорость движения дюн в глубь материка определяется силой ветра и часто достигает 20...22 м в год. Дюны обычно образуют цепь холмов.

Барханы распространены в пустынях, где довольно часто в одном направлении дуют сильные ветры. Эти песчаные холмы имеют серповидную форму. Их наветренный склон пологий, а подветренная сторона более крутая. Высота барханов достигает 60...70 м. Барханы подвижны. Скорость перемещения зависит от их величины, силы ветра и длительности его действия. Отдельно стоящие барханы перемещаются со скоростью от 5...6 до 50...70 м в год. Сложные сочетания барханов передвигаются с малой скоростью, почти незаметной для человека.

Перемещаясь, подвижные пески заносят поля, каналы, дороги, селения и даже целые города.

С поселением на песках растительности замедляется их передвижение и начинается более-менее активное почвообразование, основными чертами которого является постепенное обогащение верхнего горизонта гумусом, пылеватыми и илистыми частицами и его некоторое уплотнение. Это приводит к увеличению запаса элементов питания растений, повышению емкости поглощения, уменьшению запасов влаги в нижних слоях песчаной толщи.

Почвообразовательному процессу на песках свойственны некоторые черты зональности. Так, в условиях Республики Беларусь формируются иллювиально-железисто-гумусовые дерново-подзолистые почвы, в условиях пустынь и полупустынь — бугристые пески с поверхностно окарбоначенными корковыми почвами с друзами CaCO_3 и т.д. Последние отличаются очень низким содержанием гумуса (0,09...0,7%), проникающим в почву на глубину 30...35 см, низким содержанием валового азота, фосфора, калия, малой емкостью поглощения, слабощелочной реакцией среды.

В зависимости от климатических условий, уровня грунтовых вод, наличия водоупорной подстилающей породы, рельефа и других факторов песчаные массивы могут использоваться для выращивания лесных культур, создания сенокосов и пастбищ, бахчеводства, виноградарства и т.д.

Глава 22

ПОЧВЫ ГОРНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Суммарная поверхность горных ландшафтов на земном шаре равна 30,65 млн км², что составляет 21% от общей площади суши (Б.Г. Розанов, 1977). Наибольшая их доля — на Азиатском континенте и в Северной Америке. Значительно меньшие площади заняты горами в Африке, Южной Америке и Европе. В России площадь гор, покрытых почвами, составляет 29,3% территории.

Почвенный покров горных областей чрезвычайно разнообразен и во многом определяется особенностями природной зоны, в которой расположена горная страна, а также вертикальной зональностью, обусловленной закономерным изменением климата и растительности по мере изменения высоты местности. Установлено, что с поднятием высоты

местности на каждые 100 м температура воздуха снижается на 0,5 °С. Одновременно происходит снижение давления и некоторое увеличение влажности воздуха и количества осадков. Это приводит к изменению условий выветривания обнаженных горных пород. В результате формируются различные по гранулометрическому составу и водно-физическим свойствам отложения.

Нижний пояс горных почв принадлежит той природной зоне, на которой находятся горы. Например, если горная система расположена в пустынной зоне, то в ее нижней части будут формироваться серо-бурые пустынные почвы. С увеличением высоты они будут поочередно сменяться горно-каштановыми, горно-чернозёмными, горно-лесными и горно-луговыми почвами. Иногда под влиянием местных биоклиматических особенностей некоторые природные зоны могут выпадать из структуры вертикальной зональности почвенного покрова. Может наблюдаться и инверсия почвенных зон, когда одна зона оказывается выше, чем ей следовало бы.

По генетическим признакам многие типы почв горных районов (горные подзолистые, горные бурые лесные, горные серые лесные, горные чернозёмы и др.) очень похожи на почвы равнин, но, как правило, отличаются меньшей мощностью и большей скелетностью. Они развиваются преимущественно на маломощных элювиально-делювиальных отложениях и отличаются повышенной естественной денудацией и связанным с ней непрерывным обновлением. Благодаря внутрисочвенному стоку и поверхностному намыву для этих почв характерен значительный боковой приток веществ.

Некоторые горные почвы не имеют аналогов на равнине. Наиболее изученными из них являются горно-луговые, горно-луговые чернозёмовидные и горные лугово-степные почвы. Они были впервые открыты в условиях травянистых высокогорий Кавказа, характеризующихся коротким и прохладным летом, продолжительными осенью и весной, очень снежной зимой. Количество осадков — от 1000 до 3000 мм в год. При этом осадки превышают испаряемость в 2–3 раза. Весной и летом почвы достаточно прогреваются, а в зимний период из-за большого снежного покрова (от 2 до 4 м) почти не промерзают. В этих условиях почвообразование сопровождается:

- ◆ формированием дернового, иногда торфянистого горизонта;
- ◆ ежегодным поступлением в почву большого количества растительных остатков;
- ◆ замедлением темпов минерализации органического вещества из-за высокой влажности и низких температур;

- ◆ накоплением фульватного (горно-луговые почвы) или гуматно-фульватного (горно-луговые чернозёмовидные и горные лугово-степные почвы) гумуса;
- ◆ интенсивным физическим выветриванием горных пород;
- ◆ интенсивным накоплением в почве глинистых частиц (оглинивание), оксидов железа и алюминия;
- ◆ интенсивным выщелачиванием растворимых в воде солей и карбонатов.

Горно-луговые почвы представляют собой самостоятельный тип высокогорных почв. Они образуются под травянистой растительностью альпийских и субальпийских лугов в условиях большого количества осадков. Их профиль начинается с хорошо развитой дернины (A_d), которая часто бывает оторфованной. Ниже располагается гумусовый (A) и переходный гумусовый (AB) горизонты суммарной мощностью от 20 до 40 см. Гумусовый горизонт бурого цвета, слабо оторфован, имеет порошисто-зернистую или пылевато-комковатую структуру. Благодаря наличию оксидов железа он часто приобретает ржавый оттенок. Глубже залегает переходный горизонт (BC) с преобладанием свойств почвообразующей породы, затем — почвообразующая порода (C) (элювий или элювио-делювий коренных пород), подстилаемая коренной породой (D).

Горно-луговые почвы обычно не оподзолены, содержат от 8 до 20% гумуса. Количество гумуса в них определяется в первую очередь характером произрастающей растительности и особенностями почвообразующей породы. Отношение $C_{гк} : C_{фк}$ около 2. Почвы, образованные на карбонатных породах, отличаются более высоким содержанием гумуса и более узким соотношением $C_{гк} : C_{фк}$. Валовое содержание азота в них колеблется от 0,3 до 1,2%. Содержание подвижных соединений фосфора и калия — низкое.

Горно-луговые чернозёмовидные почвы формируются под альпийскими и субальпийскими остепненными лугами и луговыми степями в условиях менее промывного водного режима преимущественно на продуктах выветривания карбонатных пород. Они отличаются более мощной дерниной и более развитым гумусовым горизонтом. Содержание гумуса в них достигает 20%. Отношение $C_{гк} : C_{фк}$ близко к единице. Емкость поглощения этих почв составляет 40...50 мэкв/100 г. Реакция среды — близкая к нейтральной.

Горно-луговые чернозёмовидные почвы имеют следующее строение профиля: A_d — дернина без признаков оторфованности; A — гумусовый горизонт, темно-серый с коричневым оттенком, комковато-зернистой

структуры; АВ — гумусовый переходной горизонт, более светлый, часто карбонатный; ВС — переходный горизонт; С — элювий или элювио-делювий карбонатных пород. Мощность профиля колеблется от 20 до 100 см.

Горные лугово-степные почвы образуются под высокогорными остепненными лугами и луговыми степями, отличающимися повышенной сухостью. Их генетический профиль состоит из следующих горизонтов: А_д — дернина; А — гумусовый горизонт серовато-коричневого цвета, комковато-зернистой структуры; АВ — гумусовый переходный горизонт; ВС — переходный горизонт; С — элювий или элювио-делювий бескарбонатных пород. Мощность профиля не превышает 60 см.

Перечисленные почвы наиболее распространены в горах Кавказа.

На северном склоне и верхней части южного склона Главной гряды Крымских гор, как и в горах Кавказа, Карпат, распространены бурые горные лесные, а на вершинной части — горно-степные и горно-луговые чернозёмовидные почвы. Для Южного берега и частично юго-западной части горного Крыма характерны коричневые почвы, сформировавшиеся под сухими лесами и кустарниковыми зарослями.

В отличие от Кавказских и Крымских гор, горы Урала имеют большую протяженность с севера на юг и пересекают несколько почвенно-климатических зон. Из-за относительно небольшой их высоты вертикальная зональность проявляется не всегда. На Северном Урале, расположенном в зоне тундр, преобладают горно-тундровые почвы. Средний Урал расположен в лесной зоне. Здесь большая часть склонов покрыта кислыми неоподзоленными, в разной степени оглеенными лесными почвами и только на высоте более 1000 м встречаются участки горно-тундровых почв. В нижней части гор Южного Урала сформировались чернозёмные почвы, сменяющиеся под широколиственными лесами горными серыми лесными почвами. В верхней части гор (выше 1000 м) распространены горно-луговые почвы.

В пустынной и полупустынной зонах предгорий Средней Азии преобладают пустынно-степные почвы. В нижних частях долин, на высоте от 300 до 1200 м, под полынно-злаковой растительностью формируются серозёмы, на высоте от 1200 до 3200 м — горные чернозёмы, горные каштановые и горные бурые почвы. На сухих высокогорных равнинах, расположенных выше 4000 м, развиваются такыровидные пустынные почвы. Хорошо увлажненные горные склоны на высоте 1000...2000 м под лугово-типчаковой растительностью покрыты горными коричневыми и горными каштановыми почвами; выше 2000 м — горными чернозёмами; на этой же высоте под лесами — горными лесными почвами

еловых лесов и арчевников (можжевеловых редколесий). На высоте более 2800 м развиваются горно-луговые дерновые и торфянистые почвы, которые сменяются горными тундровыми почвами.

Значительная часть гор Восточной Сибири и Забайкалья расположена в зоне тундр. Здесь распространены горные тундровые почвы. В горах лесной зоны под лесами развиваются подзолистые мерзлотно-таёжные почвы различной степени увлажнения. Вершины многих гор представлены гольцами. *Гольцы* — это горные вершины, расположенные, как правило, выше верхней границы леса. Они обычно имеют плоскую форму с каменистыми или щебёнчатыми россыпями и покрыты тундровой растительностью (мхами, лишайниками, карликовой березой, можжевельником).

Большие площади горных ландшафтов покрыты лесами. Наиболее продуктивные леса расположены на горных бурых лесных почвах. Часть этих почв занята под пастбища и сенокосы. Бурые лесные почвы часто используют под сады и виноградники, горно-луговые почвы — главным образом под сенокосы и пастбища. Наибольшая площадь почв северных горных областей занята оленьими пастбищами. В южных областях на горных почвах выращивают пшеницу, кукурузу, хлопок, цитрусовые, чай, табак, овощи.

Глава 23

ПОЧВЫ ПОЙМ И ДЕЛЬТ РЕК

Почвы пойм и дельт рек образуются на отложениях пойменных террас речных долин. Практически все реки имеют поймы, они занимают около 3% суши земного шара. На территории Беларуси на их долю приходится 3,7% общей площади сельскохозяйственных угодий. Наиболее широко они представлены в Гомельской, Брестской и Могилевской областях, где соответственно занимают 7,2; 4,0 и 5,5%. Наиболее обширные поймы расположены в долинах рек Днепра, Припяти, Бerezины, Сожа и их притоков.

23.1. Условия почвообразования и генезис

Характерная особенность почвообразовательного процесса в поймах — ежегодно повторяющееся весеннее, иногда и летнее затопление, сопровождающееся отложением на поверхности более или менее значитель-

ного слоя ила (наилка). Затопление территорий — это *поемный процесс*, который влияет на характер природной растительности и направленность микробиологических процессов, смягчает климат и способствует поднятию уровня грунтовых вод.

Поемные процессы сильно влияют на особенности сельскохозяйственного использования пойменных почв, которые во многом зависят от продолжительности затопления. Оценка весенней поемности имеет следующую градацию (В.И. Шраг).

1. Короткая поемность — стояние воды до 7 дней. Можно возделывать большинство культур данной зоны.

2. Средняя поемность — стояние воды 7...15 дней. Исключает выращивание озимых культур, благоприятна для естественных и сеяных трав и большинства плодовых культур.

3. Продолжительная поемность — стояние воды от 15 до 30 дней. Исключает выращивание полевых сельскохозяйственных и плодовых культур. Благоприятна для трав.

4. Очень продолжительная поемность — стояние воды более 30 дней. Способствует заболачиванию территории и развитию болотной растительности.

Отложение паводковыми водами взмученного материала и перетложение его в виде слоя наилка, или аллювия, называется *аллювиальным процессом*. Интенсивность поемного и аллювиального процессов зависит от характера и формы рельефа, строения речных долин, площади водосбора, быстроты снеготаяния, состава геологических отложений в тех местах, где протекает река. На характер аллювиального процесса влияет также положение отдельных частей поймы по отношению к руслу реки.

Обычно в поймах выделяют три зоны: прирусловую приподнятую, центральную выровненную и притеррасную низкую (рис. 23.1).

Прирусовая зона имеет ширину у малых рек 20...50 м, у крупных — несколько километров. В ней в половодье создается наибольшая скорость потока воды, поэтому здесь откладывается самый грубый галечниково-песчаный аллювий, который при последующих паводках размывается, передвигается, образуя повышенные места — «гривы» и пониженные — лога. Вследствие ежегодного обновления наносов процессы почвообразования в прирусловой пойме развиваются медленно, травостой отличается бедностью на «гривах» и богатством на логах.

При переходе от прирусловой к *центральной пойме* замедляется движение воды, откладывается аллювий с более высоким содержанием пыли и ила, с богатой бактериальной флорой, который после спада

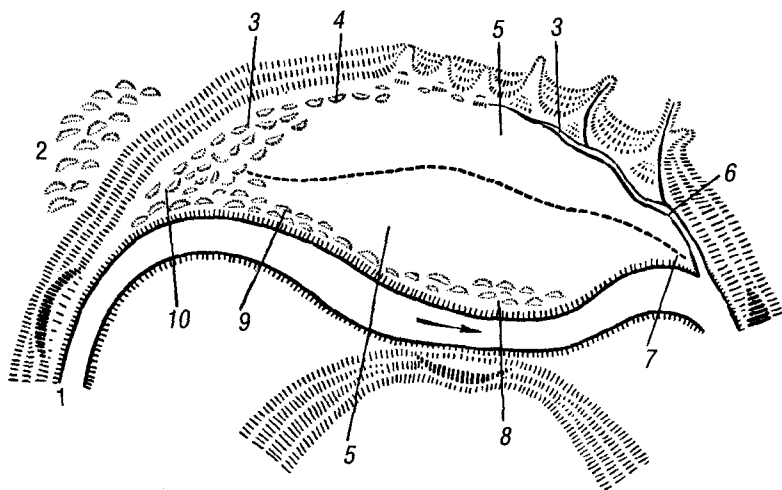


Рис. 23.1. Схема строения поймы (по В.Р. Вильямсу):

- 1 — бечевник; 2 — притеррасные вздутые пески; 3 — притеррасная пойма;
4 — притеррасные дюны; 5 — центральная пойма; 6 — притеррасная речка;
7 — водоток (талъвег) центральной поймы; 8 — прирусловая пойма; 9 — при-
русловые дюны; 10 — область наибольшего скопления песка

воды оседает на поверхности почвы. При высыхании этот осадок разделяется на горизонтальные слои и растрескивается на комки размером 2...3 мм. Так образуется зернистая пойма, в которой господствует богатый травостой (тимopheевка, лисохвост, костёр безостый, овсяница, пырей, клевер, ви́ка и другие травы). При более бурном снеготаянии в безлесных пространствах разливы рек несут в центральную пойму более грубый бесструктурный материал в виде пыли и откладывают его на поверхности зернистой поймы. Так образуется слоистая пойма. Ее рельеф бугристый, наиболее богатая растительность распространяется между буграми, наиболее бедная — на буграх и в понижениях.

Притеррасная пойма занимает самое низкое положение, ила сюда наносится меньше. Пойма обильно питается стекающими со склонов водами и выступающими на поверхность грунтовыми водами. Поэтому почвы здесь заболочены, нередко образуются топи, в которых накапливаются богатые запасы торфа.

В поймах малых рек деление на зоны выражено слабо, иногда такая пойма представляет собой заторфованное понижение, вплотную примыкающее к руслу реки. В горных областях поймы представлены

в основном прирусловой частью, на равнинах более развита притеррасная пойма.

Пойма каждой реки отличается составом аллювия от верхнего течения к нижнему. Так, у самой крупной реки Беларуси — Днепра — в верхнем течении, от границы с Россией до Орши, пойма практически отсутствует. Речная долина здесь узкая и глубоко врезанная в толщу коренных пород. Местами на поверхность выходят плотные доломиты верхнего девона (Кобелянские пороги у г. Орши). От Орши до Шклова пойма выражена уже довольно четко. Однако в связи с высоким ее положением период поемности здесь непродолжительный. Аллювий преимущественно суглинистого гранулометрического состава. Южнее Шклова пойма постепенно расширяется и после впадения Березины и Друти в Днепр ширина ее достигает 10 км и более. Аллювий на этом участке неоднороден, что приводит к формированию слоистой и слоисто-зернистой поймы с преобладанием суглинистых отложений. Начиная с Лоева долина Днепра проходит по территории Полесской низменности. Деление поймы на зоны здесь выражено очень слабо, иногда отсутствует. На фоне плоского рельефа встречается много песчаных грив, озер, стариц. Аллювий на этом участке преимущественно песчаного и супесчаного гранулометрического состава.

По строению заметно отличается от пойм других белорусских рек пойма Припяти, расположенная в центре Полесской низменности, сложенной древнеаллювиальными песками. В верхнем течении пойма неширокая, сильно заболоченная, в среднем и особенно в нижнем течении — широкая, без четко выраженных зон. Аллювиальные отложения представлены преимущественно песками, часто незадернованными в прирусловой зоне. Мощные паводки вызывают размыв принесенного ранее аллювия и формирование в прирусловой и центральной частях «грив» и логов, а в центральной и притеррасной — озер, болот, стариц. Почвенный покров поймы Припяти неоднороден: имеются торфяно-болотные почвы в притеррасной зоне и в понижениях центральной зоны; неразвитые почвы на песчаном аллювии — в прирусловой; дерновые карбонатные почвы на супесчаном и суглинистом аллювии — на повышенных участках центральной и притеррасной зоны в среднем течении; дерновые почвы на песчаном аллювии — в нижнем течении. В целом плодородие почв поймы Припяти невысокое.

Среди пойм крупных рек, протекающих по территории Беларуси, наиболее слабо выражена пойма Западной Двины.

Во всех случаях значительная часть материала, приносимого с полыми водами, выносится к устью, формируя обширные плоские понижен-

ные равнины с уклоном в сторону моря — *дельты*, на обширных территориях которых русло разветвляется на множество притоков. В дельтах накапливаются огромные массы аллювия, которые постоянно мигрируют на значительные расстояния. Дельтовый аллювий представляет собой продукты разрушения почв речного бассейна, обогащенные органическим веществом, элементами питания, микроорганизмами.

На формирование почв в дельтовых поймах, наряду с полыми водами, существенное влияние оказывают воды океана, моря, озера, в которые впадает река. В связи с этим широкое распространение здесь получили болотные (гидроморфные) засоленные почвы. Почвообразующие породы в дельтах представлены аллювиальными, органогенными, морскими, озерными отложениями.

Почвообразование в поймах и дельтах рек происходит:

- ♦ за счет подвижных продуктов выветривания и почвообразования, поступающих со всей площади водосбора реки в пойму;
- ♦ за счет аккумуляции в аллювиальных наносах глинистых минералов, гумуса, химических соединений различной степени растворимости;
- ♦ при постоянном омолаживании почвы в результате притока свежотложенного аллювия, сопровождаемого ростом мощности почвенного профиля;
- ♦ при постоянном участии грунтовых вод и уравновешенном тепловом режиме за счет высокой обводненности;
- ♦ при преобладании окислительной обстановки и высокой биогенности среды в основной части поймы;
- ♦ при гидроморфизме почвообразования, при проточном водном режиме в прирусловой и центральной зонах поймы.

В соответствии с этими особенностями и в связи с разнокачественным аллювием, различным его возрастом, миграцией разных частей поймы, разнообразием природной растительности почвенный покров речных пойм очень сложный и пестрый. Кроме того, почвенный покров отражает зональные условия почвообразования, характерные для территорий, прилегающих к поймам рек. Особенно резко зональность таких почв выражена в поймах малых рек. Так, в тундровой зоне из-за низких температур и короткого вегетационного периода в поймах под моховым покровом развиваются маломощные, часто оторфованные аллювиально-тундрово-дерновые почвы с выраженным оглеением и фульватным типом гумуса. В поймах таёжно-лесной зоны широко распространены дерновые заболоченные глееватые, болотные и менее — дерново-подзолистые почвы.

В поймах лесостепной и степной зон создаются хорошие условия для травянистой растительности, поэтому появляются аллювиальные луговые почвы с высоким содержанием гумуса, в котором преобладают гуматы кальция. Эти почвы несут черты почв лесостепи и чернозёмной зоны, но отличаются от них более высоким плодородием.

В полупустынных и пустынных областях возникают аллювиальные пустынно-луговые и лугово-серозёмные почвы, луговые солонцы, солонды, солончаки и их разновидности.

Дельтовые почвы также имеют зональные особенности, поэтому в дельтах южных аридных областей образуются засоленные почвы, в дельтах северных рек засоленность выражена слабо или отсутствует.

23.2. Классификация, свойства и сельскохозяйственное использование

В современной классификации России (Г.В. Добровольский) различают следующие типы пойменных почв.

I подгруппа — аллювиальные дерновые почвы:

тип 1 — аллювиальные дерновые кислые (слоистые примитивные, слоистые типичные, оподзоленные);

тип 2 — аллювиальные дерновые карбонатные (слоистые примитивные, слоистые типичные, остепняющиеся);

тип 3 — аллювиальные дерновые карбонатные (опустынивающиеся).

II подгруппа — аллювиальные луговые почвы:

тип 4 — аллювиальные луговые кислые;

тип 5 — аллювиальные луговые насыщенные;

тип 6 — аллювиальные луговые карбонатные;

тип 7 — аллювиальные лугово-болотные.

III подгруппа — аллювиальные болотные почвы:

тип 8 — аллювиальные иловато-перегнойно-глеевые;

тип 9 — аллювиальные иловато-торфяные.

Аллювиальные дерновые почвы формируются в прирусловой пойме, имеют слабо развитый профиль $A_1 - C$ с содержанием гумуса в горизонте A_1 1...3%.

Аллювиальные луговые почвы формируются в центральной пойме при атмосферно-грунтовым водоснабжением под высокопродуктивной лугово-злаковой растительностью на зернистых поймах. Их профиль $A_d - A_1 - C - C_g$, содержание гумуса в горизонте A_1 8...12%.

Аллювиальные болотные почвы — почвы притеррасных или старичных понижений. Они образуются при переувлажнении и их профиль типичен для болотных почв: А(Т) — G. Пойменные болотные почвы относятся к низинному типу.

На территории Беларуси выделяют два типа пойменных почв (Н.И. Смеян, Г.М. Цытрон и др., 2001):

- 1) аллювиальные дерновые (пойменные) и дерновые заболоченные;
- 2) аллювиальные болотные.

На территории России выделяют еще аллювиальные старопойменные (палеопойменные) дерновые и дерново-заболоченные почвы.

23.3. Аллювиальные дерновые и дерновые заболоченные почвы

Почвы этого типа распространены наиболее широко. Они занимают около 647 тыс. га, или 60,6% всех пойменных почв Беларуси и приурочены главным образом к прирусловой и частично к центральным зонам поймы. На суглинистом аллювии развиваются 254,5 тыс. га этих почв, на супесчаном — 253, на песчаном — 140,1 тыс. га. Утяжеление гранулометрического состава и повышение степени увлажнения в нормально развитой пойме идет от прирусловой поймы к притеррасной.

В зависимости от степени проявления дернового и болотного процессов аллювиальные дерновые и дерновые заболоченные почвы делятся на следующие подтипы: 1) аллювиальные неразвитые; 2) аллювиальные дерновые оподзоленные; 3) аллювиальные дерновые (оподзоленные) слабоглееватые; 4) аллювиальные дерново-глееватые; 5) аллювиальные дерново-глеевые; 6) аллювиальные дерново-глееватые и дерново-глеевые осушенные.

Аллювиальные неразвитые почвы формируются в прирусловой части поймы, по вершинам песчаных грив. Их профиль практически не дифференцирован на генетические горизонты и имеет следующее строение: A_d — дернина мощностью 2...3 см, под ней аллювиальный слабогумусированный горизонт Al_1A_1 буровато-серого цвета, мощностью 3...5 см, слабо уплотненный, бесструктурный, содержит корни растений, переход заметный. Под гумусовым горизонтом идет слой современных аллювиальных отложений, пестро окрашенный, слоистый, неоднородного гранулометрического состава; в зависимости от окраски может подразделяться на Al_1 , $Al_{2(g)}$, $Al_{3(g)}$, Al_4 и т.д.

Аллювиальные дерновые оподзоленные почвы формируются обычно на возвышенностях в центральной пойме под мшистыми сосняками.

Аллювий чаще всего однородный по гранулометрическому составу. Слоистость этих почв наиболее четко выражена в нижней части профиля. Они имеют следующее морфологическое строение:

A_d — дернина мощностью до 5 см;

Al_1A_1 — гумусовый горизонт, желтовато-серый или буровато-серый, мощность 20...40 см, слабо уплотнен, комковатой (комковато-пылеватой) структуры, содержит много корней, переход ясный;

$Al_1A_2B_1$ — подзолисто-иллювиальный горизонт, серовато-желтый с белесыми пятнами, мощность 10...20 см, заметна слоистость, уплотнен, бесструктурный, содержит корни растений, переход заметный;

Al_3B_2 — иллювиальный горизонт, пестро окрашен, преобладают светлые тона, заметна слоистость, мощность 20...30 см, бесструктурный, уплотнен, постепенно сменяется нижележащими аллювиальными горизонтами.

Аллювиальные дерновые (оподзоленные) слабоглееватые почвы приурочены к невысоким плоским грядкообразным возвышенностям центральной поймы. По строению профиля существенно не отличаются от предыдущего подтипа. Для этих почв характерна более пестрая окраска средней и особенно нижней части профиля. Четко различимы пятна и прослойки охристого, охристо-желтого цвета, встречаются пунктации марганца. Профиль почвы в целом заметно осветлен и характеризуется следующим строением: $A_d - Al_1A_1 - Al_1A_2B_1 - Al_3B_{2(g)}$ и т.д.

Аллювиальные дерново-глееватые почвы формируются на выровненных участках центральной и притеррасной части поймы. В естественном состоянии они находятся обычно под травянистой растительностью (злаковые, осоки, разнотравье, бобовые). Эти почвы характеризуются следующим строением профиля:

A_d — дернина буровато-черного цвета, мощность 3...6 см;

Al_1A_1 — гумусово-аккумулятивный горизонт буровато-черного цвета, мощность около 40 см, зернистый, зернисто-ореховатой структуры, уплотнен, содержит много корней, переход заметный;

$Al_2B_{(g)}$ — иллювиальный горизонт буровато-желтого цвета с охристыми пятнами, мощность 30...40 см, уплотнен, ореховатой, ореховато-комковатой структуры, содержит корни растений, переход заметный;

Al_{3g} — аллювиальный оглеенный горизонт желтовато-белесого цвета с темно-серыми и голубовато-сизыми прослойками, уплотнен, бесструктурный, глубже сменяется горизонтом A_4 и т.д.

Аллювиальные дерново-глеевые почвы распространены на пониженных участках центральной и притеррасной поймы. Для них характерна травянистая растительность, среди которой значительное место зани-

Таблица 23.1

Данные анализа пойменных дерновых почв в пойме реки Днепр (по П.П. Роговому)

Зона поймы	Гори- зонт	Глубина взятия образца, см	Содержание частиц, %, размером, мм				Содер- жание гумуса, %	pH _{H₂O}	<i>H</i> _{гидр}	<i>S</i>	ЕКО	<i>V</i> , %
			0,25	0,25...0,05	0,05...0,01	< 0,01			мЭКВ/100 г почвы			
Приустьевая зона	A ₁	5...15	0,2	8,0	31,2	60,6	4,34	5,90	1,85	19,96	21,81	91,5
	B ₂	40...50	—	8,7	59,1	32,2	0,79	5,60	1,50	6,05	7,75	80,1
	B ₂	90...100	0,2	3,1	22,5	74,2	1,20	5,50	1,31	9,95	11,26	88,4
	C	100...150	63,2	25,3	2,8	8,7	—	6,36	0,44	37,50	37,94	99,0
Центральная зона	A ₁	5...15	0,4	4,9	41,8	52,9	2,80	5,00	2,38	5,15	7,52	68,4
	A ₁	20...30	0,2	8,3	62,7	28,8	—	6,00	0,73	5,51	6,24	88,3
	B ₂	50...60	2,6	44,5	33,8	19,1	—	6,50	0,39	4,19	4,58	91,3
	B ₂	110...120	2,7	88,0	26,3	13,0	—	6,40	0,29	3,37	3,66	92,1
Притеррасная зона	A ₁	0...10	11,1	17,5	44,3	27,1	12,5	5,31	1,09	18,48	19,57	94,4
	A ₁	10...20	10,4	13,8	31,9	43,8	8,31	5,70	4,37	14,08	23,48	81,8
	B	25...35	0,2	9,1	19,5	71,2	2,21	6,04	3,40	23,99	27,39	87,0

мают осоки и другие влаголюбивые виды. В отличие от глееватых почв, глеевые почвы по всему профилю имеют четко выраженные признаки оглеенности. На некоторой глубине выделяется более или менее ясно выраженный глеевый горизонт. Уровень залегания грунтовых вод около 1 м. Профиль имеет следующее строение: $A_d - Al_1A_{1(g)} - Al_2B_g - Al_{3g} - AlG$.

Аллювиальные дерново-глееватые и дерново-глеевые почвы отличаются высоким естественным плодородием и являются ценными сенокосными угодьями. Содержание гумуса в верхнем горизонте составляет 3...5%, pH 5,5...6,5, степень насыщенности основаниями 75% и выше.

Аллювиальные дерново-глееватые и дерново-глеевые осушенные почвы по строению профиля существенно не отличаются от неосушенных. В оглеенных горизонтах этих почв вместо сизых преобладают белесые и охристо-желтые тона.

В пределах подтипов выделяются следующие роды: 1) *обычные* — имеют четко выраженные подтиповые признаки; 2) *карбонатные* — вскипают с поверхности или в верхней части профиля; на некоторой глубине возможны скопления карбонатов вторичного происхождения; 3) *ожелезненные* — в профиле имеются горизонты накопления железа (ожелезненные, рудяковые).

На виды аллювиальные почвы делятся:

- ♦ по мощности гумусового горизонта — *слабодерновые* ($A_1 < 20$ см), *среднедерновые* ($A_1 20...40$ см), *глубокодерновые* ($A_1 > 40$ см);

- ♦ по содержанию гумуса — *малогумусовые* ($< 3\%$), *среднегумусовые* (3...5%), *многогумусовые* ($> 5\%$).

По данным ряда авторов (П.П. Роговой, 1957; И.А. Юшкевич, 1962), гранулометрический состав почв в пойме меняется от суглинков и глины в верхних горизонтах до песка в нижних на территории прирусловой и центральной зон поймы, а в притеррасной, наоборот, поверхностный суглинок сменяется книзу на песок. В связи с этим меняются и агрохимические свойства этих почв (табл. 23.1).

23.4. Аллювиальные болотные почвы

Аллювиальные болотные почвы формируются в притеррасной, а также в депрессиях рельефа центральной поймы. В естественном состоянии они обычно заняты влаголюбивой (болотной) травянистой растительностью (камыш, осоки, канареечник, стрелолист и др.). Водное питание этих почв осуществляется за счет залегающих близко от поверхности

жестких грунтовых вод. В связи с этим часто некоторые горизонты, а иногда и весь профиль сильно насыщены карбонатами, железом, реже вивианитом, которые могут присутствовать в виде новообразований в массе торфа или же формировать отдельные прослойки и горизонты.

При описании аллювиальных болотных почв индекс аллювия (Al) используется лишь для обозначения минеральных прослоек и горизонтов и к обозначению торфяных горизонтов (Т) не добавляется.

Среди аллювиальных болотных почв выделяют следующие подтипы: 1) аллювиальные болотные иловато-перегнойно-глеевые; 2) аллювиальные болотные иловато-торфяно-глеевые; 3) аллювиальные болотные иловато-торфяные; 4) аллювиальные иловато-перегнойно-глеевые осушенные; 5) аллювиальные иловато-торфяно-глеевые осушенные; 6) аллювиальные иловато-торфяные осушенные.

Аллювиальные болотные иловато-перегнойно-глеевые почвы чаще всего встречаются на пониженных участках центральной поймы. Они могут формироваться на аллювии различного гранулометрического состава. Профиль этих почв имеет следующее строение:

A_d — дернина мощностью около 5 см, часто сильно заиленная;

Al_1A_{lg} — перегнойный горизонт черного, бурого, темно-серого цвета с ржавыми прожилками и сизыми пятнами; структура в зависимости от гранулометрического состава зернисто-комковатая, зернисто-ореховатая, зернистая; слабо уплотнен; густо пронизан корнями; мощность 50 см и более; переход заметный;

$Al_2A_1B_g$ — переходный горизонт (иногда отсутствует) сизо-серого, сизо-желто-серого цвета со ржавыми прожилками; комковатой, ореховатой структуры; уплотнен; переход ясный (заметный);

A_3G — аллювиальная оглеенная порода серовато-сизого, голубовато-сизого цвета; заметна слоистость; уплотнена; бесструктурная; грунтовые воды на глубине 80...100 см.

Почвы данного подтипа характеризуются высоким содержанием гумуса и элементов питания (см. рис. 12 цв. вклейки между с. 288 и 289).

Аллювиальные болотные иловато-торфяно-глеевые почвы распространены в притеррасной пойме, иногда встречаются в депрессиях рельефа центральной поймы. В естественном состоянии они заняты обычно травянистой болотной растительностью. Морфологически эти почвы существенно не отличаются от болотных почв низинного типа. В отличие от низинного торфа, пойменный торф имеет более высокую степень разложения, иногда в его толще встречаются минеральные прослойки аллювия, известкового туфа, вивианита, гидроксидов железа.

Профиль аллювиальных болотных иловато-торфяно-глеевых почв состоит из следующих горизонтов:

A_d — дернина;

T_1 (T_2) — торфяной горизонт мощностью не более 50 см, хорошо (сильно) разложившийся, сырой, содержит древесно-осоковый торф, корни растений;

$[A_1]$ — гумусово-аккумулятивный погребенный (переходный) горизонт, черный, суглинистый, иловатый, уплотнен, содержит железисто-марганцевые конкреции, переход заметный;

G — глеевый горизонт, голубовато-сизый, сизоватый, суглинистый, глыбистый.

Аллювиальные болотные иловато-торфяные почвы отличаются более мощным торфяным слоем — более 50 см. Их профиль имеет следующее строение: $A_d - T_1 - T_2 - T_3 - \dots - G$.

Аллювиальные болотные осушенные почвы по строению профиля существенно не отличаются от неосушенных. В оглеенных горизонтах вместо сизых преобладают белесые и охристо-желтые тона.

В пределах подтипов аллювиальных болотных почв выделяют следующие роды:

- ♦ обычные;
- ♦ карбонатные;
- ♦ оруденелые (ожелезненные, вивионитизированные).

На виды аллювиальные болотные почвы делятся по мощности торфяной залежи и степени разложенности торфа, так же как торфяно-болотные почвы (см. гл. 17). В естественном состоянии пойменные болотные почвы могут частично использоваться как сенокосные угодья. После осушения пригодны для возделывания высокорентабельных к почвенному плодородию культур.

23.5. Аллювиальные старопойменные дерновые и дерновые заболоченные почвы

Распространение. Старопойменные почвы формируются на первых надпойменных террасах, грибовидных возвышенностях центральной поймы, т.е. на территориях, уже длительное время не подвергающихся поемным процессам или же затапливаемых только в годы с очень высоким уровнем полых вод — раз в 20...30 лет. Значительные площади этих почв сосредоточены в пойме Припяти и Западной Двины, небольшими участками встречаются в поймах всех крупных рек республики.

Генезис. В зависимости от времени выхода территории из процесса поемности, состава аллювия, глубины залегания грунтовых вод, наличия реликтовых признаков гидроморфизма, состава произраставшей в период поемности растительности и особенностей современного хозяйственного использования старопойменные почвы существенно различаются как морфологически, так и по плодородию. Например, на обширных, плоских, выровненных участках 1-й надпойменной террасы Западной Двины под пашней встречаются старопойменные почвы, верхняя часть профиля которых практически утратила признаки аллювиального происхождения и не отличается от обычной дерново-подзолистей почвы. Слоистость, характерная для пород аллювиального происхождения, в этих почвах начинает проявляться в средней части профиля и четко выражена в нижней части. Признаки избыточного увлажнения присутствуют обычно в нижних горизонтах в виде ржаво-охристых пятен и прослоек.

Однако часто зональные почвенные процессы не оказывают существенного влияния на строение профиля старопойменных почв, поэтому эти почвы морфологически не отличаются от современных пойменных почв. С поверхности они имеют довольно мощный гумусовый горизонт, сменяемый глубже аллювиальной породой с хорошо выраженной дифференциацией слоев по гранулометрическому составу.

По мнению Н.И. Смеяна (1990), одним из основных диагностических признаков старопойменных почв является несоответствие экологических условий морфологической выраженности гидроморфизма, который в данном случае имеет реликтовый характер. В целом следует отметить, что почвенный покров пойм, как действующих, так и вышедших из режима поемности, отличается высокой сложностью и контрастностью и существующая их классификация и диагностика требуют дальнейшего совершенствования.

Классификация и свойства. В настоящее время среди старопойменных почв выделяются следующие подтипы:

1. *Старопойменные дерновые оподзоленные почвы.* Развиваются на возвышенностях (бугры, гривы) с глубоким залеганием грунтовых вод. Профиль в целом слабо дифференцирован на генетические горизонты. Подзолистый горизонт выражен слабо. По гранулометрическому составу аллювий представлен преимущественно песчанисто-супесчаными отложениями.

С поверхности естественные варианты этих почв имеют дернину (A_d) или лесную подстилку (A_o) мощностью 2...3 см. Глубже залегает иногда значительной мощности гумусовый горизонт A_1 . На пашне верхняя

часть профиля представлена пахотным горизонтом (A_n). Под пахотным может выделяться горизонт A_1 . Верхние горизонты (A_1 , $A_n + A_1$) обычно светло-серого цвета, непрочной комковатой структуры. Далее идет горизонт A_2B_1 (A_2B_{1f}) — подзолисто-иллювиальный (подзолисто-иллювиально-железистый). В окраске преобладают желтоватые и буроватые тона с сероватым оттенком, бесструктурный. Следующий горизонт $B_{2f}Al$ — иллювиально-железистый, серовато- или белесовато-желтых тонов с бурыми прослойками, заметна слоистость, постепенно переходит в аллювиальный (породу) — Al , который может подразделяться на подгоризонты — Al_1 , Al_2 и т.д.

2. Старопойменные дерновые слабоглееватые (оподзоленные) почвы.

Формируются на плоских возвышенностях первых надпойменных террас. Питание осуществляется за счет атмосферных вод. В естественном состоянии обычно заняты травянистой растительностью. Профиль этих почв имеет следующее строение:

A_d — дернина, мощность 3...5 см;

A_1 ($A_n + A_1$) — гумусовый (пахотный + гумусовый) горизонт, мощность до 50 см, более буровато-черного, буровато-серого цвета, зернистой, зернисто-комковатой, непрочной комковатой (в зависимости от гранулометрического состава) структуры; встречаются ржаво-охристые пятна; переход в нижележащий горизонт заметный;

$B_{1f(g)}$ — иллювиально-железистый горизонт серовато-оливкового, буровато-палевого цвета с ржаво-охристыми пятнами, пунктуации марганца; структура в зависимости от гранулометрического состава мелкоореховатая, комковатая и др.; переход заметный;

$B_{2f(g)}Al$ — иллювиально-железистый горизонт, светло-оливковый, белесовато-желтый с сизоватыми или белесоватыми пятнами, пунктуации марганца; заметна слоистость; переход в аллювиальный горизонт (породу) Al , который может в зависимости от цвета и гранулометрического состава подразделяться на ряд горизонтов.

3. Старопойменные дерновые глееватые почвы. Формируются на выравненных пониженных участках первых надпойменных террас. Заняты высокопродуктивными сенокосами или дубравами. Питание осуществляется за счет грунтовых вод.

Строение профиля следующее:

A_d — дернина, мощность 3...5 см;

A_1 ($A_n + A_1$) — гумусовый (пахотный + гумусовый) горизонт, мощность до 40 см, черного, буровато-черного, темно-серого цвета с сизовато-серыми пятнами; структура зернистая, зернисто-комковатая; переход в следующий горизонт заметный;

B_{fg} — иллювиально-железисто-оглеенный горизонт охристого, серовато-оливкового цвета с сизоватым оттенком, мощность 25...35 см, переход в аллювиальный горизонт (A_{lg}) заметный. Аллювиальный горизонт различается по цвету и гранулометрическому составу слоев, имеет признаки оглеенности.

4. *Старопойменные дерновые глеевые почвы*. Выделены на первых надпойменных террасах Западной Двины и Припяти. Приурочены к плоским днищам бывших водотоков. Водное питание осуществляется за счет грунтовых или застойных атмосферных вод. Заняты травянистой растительностью.

Строение профиля следующее:

A_d — дернина мощностью 5...7 см;

$A_{l(g)}$ — гумусовый горизонт мощностью до 25 см, темно-серого цвета с буроватым оттенком, ржавые прожилки по трещинам и ходам корней, комковатая структура, переход в аллювиальный (глеевый) горизонт заметный, грунтовые воды на глубине 100...120 см.

Подтип старопойменных дерновых оподзоленных почв делится на следующие роды:

- 1) *обычные* — характерный профиль для данного подтипа;
- 2) *ожелезненные* — имеют горизонты накопления железа (рудяковый горизонт) гидрогенного происхождения;
- 3) *карбонатные* — вскипают в горизонте A_1 или с поверхности. Иногда имеют скопления (прослойки, отдельные горизонты) карбонатов.

В зависимости от мощности гумусового горизонта старопойменные почвы делятся на виды: *слабодерновые* (A — меньше 20 см), *среднедерновые* (A — 20...40 см), *глубокодерновые* (A — больше 40 см). По содержанию гумуса: *малогумусные* — меньше 3%, *среднегумусные* — 3...5, *многогумусные* — более 5%.

Сельскохозяйственное использование. Наилучшими являются незаболоченные и незасоленные почвы зернистой поймы, высокое плодородие которой и возможности орошения создают благоприятные условия для самых требовательных овощных, плодово-ягодных культур, кукурузы, сахарной свеклы. На них расположены овощные хозяйства (госхоз «Волма» Минской области, совхоз «Яхрома» Московской области и др.). Российским огородом называют Ахтубинскую пойму на стыке Волгоградской и Астраханской областей.

Ценными являются старопойменные почвы с признаками временного избыточного увлажнения, которые отличаются высоким естественным плодородием и используются как сенокосные и пахотные угодья. Распашке не подлежат легкие почвы прирусловой части поймы.

Дерновые заболоченные почвы центральной и притеррасной части поймы требуют регулирования водного режима в сочетании с применением удобрений.

В ряде случаев необходимо удаление кустарников и кочек, подсев травы для улучшения травостоя.

Глава 24

ЭРОЗИЯ ПОЧВ И МЕРЫ БОРЬБЫ С НЕЮ

Эрозия почв (от лат. *erosio* — разъедание) — разрушение почвенного покрова, проявляющееся в его переносе, выносе и переотложении.

24.1. Типы и виды эрозии

В зависимости от главных факторов разрушения почв в естественных условиях эрозию делят на *водную* и *ветровую*. Водная эрозия в свою очередь делится на плоскостную и линейную. Кроме того, ее подразделяют в зависимости от вида вод на эрозию, вызываемую талыми, дождевыми водами, и береговую, которая проявляется на склоновых участках.

Эрозия может возникнуть при нарушениях технологии полива, при орошении. Такую эрозию называют *ирригационной*.

Плоскостная (поверхностная, струйчатая) эрозия — смыв верхнего слоя почвы дождевыми или талыми водами. Разрушительная сила дождя зависит от количества, интенсивности и размера капель, которые разрушают почвенные агрегаты. Образующиеся при этом мелкие частицы увеличивают плотность почвы, делают ее менее водопроницаемой, что обуславливает поверхностный сток. В результате появляются мелкие промоины, которые не мешают обработке почвы и заделываются за счет припашки подпахотного горизонта. Таким образом постепенно формируются смытые почвы.

Более интенсивный смыв почв вызывают ливневые дожди, бурное таяние мощного снегового покрова.

Линейная (овражная) эрозия — образование на склонах глубоких струйчатых размывов (глубиной 20...25 см) и промоин (глубиной от 0,3...0,5 до 1,0...1,5 м), которые перерастают в овраги и уже не могут быть сглажены при обработке. Этот вид эрозии приводит к полному уничтожению почвы.

Образованию оврагов благоприятствуют узкие и вытянутые в длину водосборы, а переход плоскостной эрозии в линейную усиливается на выпуклых, крутых и длинных склонах. Эрозия ослабляется на ступенчатых склонах, где сток поверхностных вод замедляется. Степень развития овражной эрозии оценивают по суммарной протяженности оврагов на квадратный километр площади ($\text{км}/\text{км}^2$): слабая — меньше 0,25; средняя — 0,25...0,50, сильная — 0,50...0,75 и очень сильная — больше 0,75.

В горных районах возникают особые формы эрозии — *селевые потоки*, или *сели*, которые образуются после бурного снеготаяния либо после интенсивных дождей. Сели обрушивают на прилегающие к горам территории огромные массы камней, земли, что является бедствием для населения этих мест и предусматривает строительство противоселевых сооружений.

Эрозию принято делить также по темпам развития на *геологическую (нормальную, естественную)*, которая практически не приносит вреда, так как потеря почвы в естественных условиях незначительная и восстанавливается в ходе почвообразования, и *ускоренную*, которая возникает из-за неправильного использования почвы в результате хозяйственной деятельности человека. Интенсивность ускоренной эрозии имеет следующие градации (М.Н. Заславский, 1983): незначительный среднегодовой смыв — до 0,5 т/га; слабый смыв — 0,5...1,0; средний смыв — 1...5; сильный смыв — 5...10; очень сильный смыв — > 10 т/га.

Водной эрозии больше подвержены бесструктурные, маловодопроницаемые почвы с низким содержанием гумуса и повышенным содержанием пыли и ила. Лучше противостоят водной эрозии богатые гумусом структурные почвы (чернозёмы), а также рыхлые, легкие по гранулометрическому составу почвы.

Ветровая эрозия, или дефляция, — разрушение почвы ветром. Ее делят на *местную*, которая проявляется в виде верховой эрозии и по-зёмки, когда перенос сухих частиц на небольшую территорию осуществляется при малых скоростях ветра (4...8 м/с), и *пыльные бури*. Последние охватывают большие территории и способны за несколько часов развезть 100...150 т/га почвы.

На территории Беларуси на долю водной эрозии приходится 84%, ветровой — 16% площади эродированных земель.

Ветровая эрозия сильно проявляется в условиях сухого климата, ей способствует отсутствие растительности. Наиболее подвержены ветровой эрозии песчаные, супесчаные и торфяные почвы, менее — легко-суглинистые почвы. Дефляция сильнее проявляется в дневные часы

суток из-за большей скорости ветра; чаще весной, когда рыхлая почва не имеет растительного покрова; летом — на чистых парах и посевах пропашных культур. Важным фактором является размер частиц. Ветровая эрозия начинается с перемещения частиц почвы диаметром 0,1...0,5 мм.

24.2. Районы распространения эрозии.

Вред, причиняемый эрозией

Эрозия широко распространена, особенно в горных районах, интенсивно увлажняемых, или, наоборот, на аридных территориях. В СНГ эрозионно опасны 2/3 пахотных земель.

На территории Беларуси А.Г. Медведев и В.В. Жилко (1974) выделили по степени эродированности следующие почвенно-эрозионные районы.

1. Район водной линейной и сильной плоскостной эрозии. Охватывает большую часть Минской, Новогрудской, Оршанской, Мозырской возвышенностей и Оршанско-Могилёвского плато. Занимает 6,1% территории. Для района характерны длинные склоны с дерново-подзолистыми пылевато-суглинистыми почвами на лёссах и лёссовидных суглинках, большое количество дождей летом и много талых вод весной.

2. Район сильной плоскостной эрозии — расчлененный рельеф Невельско-Городокской, Витебской и Латгальской возвышенностей Белорусского Поозерья и Свенцянской гряды. Для него характерны короткие склоны, волнистый рельеф, пестрый гранулометрический состав, небольшой снежный покров при обилии осадков. Он занимает 6,7% территории Беларуси.

3. Район средней плоскостной и слабой линейной эрозии. Охватывает сглаженные слабохолмистые и волнистые части Ошмянской, северную часть Минской, Гродненской, Волковысской возвышенностей, Копыльскую гряду и часть Оршанско-Могилёвского плато. Занимает 17% территории.

4. Район средней плоскостной эрозии. Занимает 5,6% площади Беларуси с менее расчлененным рельефом в полосе Мядель — Докшицы — Глубокое — Ушачи — Чашники — Шумилино — Сенно. Для него характерен холмистый рельеф с короткими склонами, супесчаными и суглинистыми почвами.

5. Район слабой водной эрозии. Охватывает 28,8% территории и занимает волнистые равнины с суглинистыми песчаными и супесчаными почвами.

6. Район возможного проявления ветровой эрозии. Занимает 40,8% территории республики (рис. 24.1). Кроме того, в южных районах имеет место ветровая эрозия органогенных (торфяных) почв.

В дальнейшем эти районы были объединены в три почвенно-эрозионные зоны: северную, центральную и южную, отличающиеся преобладанием того или иного вида эрозии. Для холмисто-моренного сильно расчлененного рельефа северной зоны характерна водная плоскостная эрозия. Помимо водной, на вершинах и верхних частях коротких крутых склонов проявляется механическая эрозия — сдвиг почвы вниз по склону во время обработки. В центральной зоне, на территории Минской, Оршанской, Новогрудской возвышенностей и на Оршанско-Могилёвском плато, на длинных склонах большой крутизны, сложенных лёссовидными отложениями, кроме плоскостной, проявляется и линейная (овражная) эрозия. В южной (Полесской) зоне расположены песчано-болотные равнины, с преобладанием песчаных и торфяных почв, подверженных ветровой эрозии.

В пределах Беларуси эрозионно опасных земель более 30% общей площади. Только в зоне Полесья около 400 тыс. га пашни подвержено ветровой эрозии, ежегодно отчуждается до 13 т/га почвенно-золотого материала. За последние 30 лет вследствие ветровой эрозии и минерализации торфа при биологической эрозии исчезло 270 тыс. га торфяников, на месте которых образовались торфяно-минеральные и минеральные почвы с содержанием менее 50% органического вещества (Л.М. Ярошевич, А.А. Лепешев).

Значение предельно допустимой эрозии (ПДЭ) изменяется от 3 до 15 т/га. Средневзвешенная ее величина составляет 2 т/га, в том числе на осушенных торфяниках 0,5...0,7, на песчаных почвах — 1,2...1,5 т/га в год. При этом в ряде районов вполне отчетливо прослеживается тенденция расширения ареалов действия эрозионных процессов (А.Ф. Черныш, 2006).

Непосредственным результатом эрозии является снижение продуктивности полей. Водой и ветром разрушаются верхние горизонты почв, из-за чего происходят большие изменения в агрофизических и агрохимических свойствах. Во-первых, эродированные почвы в результате потерь верхнего гумусового горизонта обедняются азотом и другими питательными элементами. По данным БелНИИПА, в среднем в условиях республики при эрозии теряется 160...200 кг/га гумуса, что равноценно 4 т органических удобрений. Из-за вымывания илистых частиц почва облегчается по гранулометрическому составу, но так как при этом распашке подлежит иллювиальный, более плотный горизонт, то плотность пахотного горизонта по сравнению с неэродированной почвой

Агрохимические и физические свойства эродированных дерново-подзолистых легкосуглинистых почв, развивающихся на лёссах (БГСХА. Н.Я. Седлуха, Г.В. Савицкая)

Почва	Гори- зонт	Глубина взятия образца, см	pH _{KCl}	Содер- жание гумуса, %	$\frac{C_{гк}}{C_{фк}}$	Плотность твёрдой фазы (d)	Плотность сложения (d_v)	Порозность общая ($P_{общ}$)	Полная влагоёмкость (ПВ)	Капилляр- ная влаго- ёмкость (КВ)
						г/см ³				
Несмы- тая	A _п	5...12	4,80	1,58	0,68	2,50	1,10	56,0	51	48,1
	A ₂	20...30	4,90	0,43	0,40	2,53	1,23	51,04	45,6	41,4
	B ₁	50...60	5,00	0,33	0,23	2,56	1,30	49,2	41,8	40,8
	B ₂	140...150	5,40	—	—	2,73	1,38	49,4	37,9	30,5
Слабо- смытая	A _п	5...15	4,85	1,10	0,58	2,52	1,12	55,6	49,4	45,3
	A ₂ B ₁	25...35	4,20	0,40	0,37	2,56	1,35	47,1	45,0	43,2
	B ₁	50...60	4,25	0,20	0,21	2,64	1,30	50,8	39,2	34,0
	B ₂	70...80	4,20	—	—	2,59	1,40	45,9	32,5	30,1
	B ₃	160...170	5,20	—	—	2,72	1,40	48,6	31,6	28,0
Сильно- смытая	A _п	5...15	5,00	0,75	0,49	2,57	1,22	52,5	42,1	37,8
	B ₂	40...50	4,75	0,50	0,28	2,61	1,29	50,2	38,2	35,9
	B ₃	80...90	5,00	0,12	—	2,62	1,35	48,1	34,5	31,2
	C	140...150	7,00	—	—	2,60	1,45	44,9	32,0	27,9
Сильно- намытая	A _п	5...15	4,80	2,30	0,81	2,53	1,14	54,8	83,8	46,6
	A _d	40...50	4,82	2,62	3,00	2,55	1,20	52,8	48,1	42,0
	A ₁	50...60	4,80	1,62	3,10	2,51	1,22	51,4	46,3	40,0
	A ₂	70...80	4,70	0,45	0,87	2,58	1,32	48,7	38,9	36,1
	B ₁	110...120	4,30	—	—	2,63	1,38	47,5	36,4	32,1

возрастает. С увеличением смытости уменьшается полная и капиллярная влагоемкость почвы (табл. 24.1).

Большие изменения претерпевает валовой химический состав. В эродированных, особенно сильносмытых, почвах в пахотном горизонте обнаруживается более высокое содержание гидроксидов железа и алюминия и уменьшение кремнезема, больше всего калия содержится в сильносмытых (0,89...0,90%) и намывных (1,01...1,09%) почвах. В общем пахотный горизонт эродированных почв принимает свойства нижележащих горизонтов, поэтому в большинстве случаев урожай сельскохозяйственных культур снижается на слабосмытых почвах на 10...30%, на среднесмытых — на 30...50 и на сильносмытых — на 50...70%. Запасы гумуса и влаги на сильносмытых почвах составляют лишь 43% от запасов неэродированных почв (В.В. Жилко, Н.И. Смеян).

Эрозия изменяет свойства почв и на территориях, не подверженных ей непосредственно, так как вызывает заиление рек, водохранилищ, загрязнение их стекающими с полей удобрениями, пестицидами.

24.3. Комплекс противозэрозионных мероприятий на территории Беларуси

Комплекс противозэрозионных мероприятий включает организацию территории, введение почвозащитных севооборотов и почвозащитных технологий возделывания сельскохозяйственных культур, внесение дифференцированных доз удобрений, залужение сильноэродированных почв, лесомелиорацию, строительство гидротехнических сооружений. Их сочетание определяется степенью эродированности почв (см. гл. 17).

Все земли по степени эродированности разделены на семь категорий (А.Г. Медведев, В.В. Жилко).

1. Земли, не подверженные эрозии.

2. Земли, подверженные слабой эрозии. Сток воды с них угрожает нижележащим участкам. Крутизна склонов 1...3°. Для этих земель (около 1 млн га) показаны достаточно глубокая вспашка с рыхлением подпахотного горизонта, вспашка и посев поперек склона.

3. Земли, подверженные средней эрозии. Крутизна склонов 3...5°. Кроме вышеперечисленного, необходимы прерывистое бороздование и водоотводные борозды. Вспашку на этих землях целесообразно заменять безотвальной обработкой с сохранением на поверхности стерни. Таких земель около 700 тыс. га.

4. Земли, подверженные сильной эрозии. Крутизна склона более 5...8°. Площадь таких земель 120 тыс. га. На них необходимы лесоме-

лиоративные (перезалужение, посадки двух-, трехрядных лесных полос и др.) и гидротехнические (устройство валов, водотоков, водоемов и т.д.) мероприятия. При этом на землях второй категории дозы азотных удобрений увеличивают на 10...20%, на землях третьей — на 30...50, а на сильноэродированных почвах четвертой категории — на 50...100% по сравнению с незэродированными почвами первой категории. Дозы фосфорных и калийных удобрений возрастают соответственно на 20...30% на слабоэродированных, на 30...60% на средне- и сильноэродированных почвах.

5. Земли, подверженные очень сильной водной или ветровой эрозии (на склонах крутизной 8...10° и более). Это пастбища и сенокосы с ограниченным использованием, в которых можно выделить севооборот с 1—2 полями зерновых культур и с 5—10 полями многолетних трав.

6. Земли на очень крутых склонах (15°), непригодные для земледелия, сенокосов и пастбищ. Сюда же входят овраги, пригодные для лесоразведения. На этих землях запланированы сплошное облесение на площади свыше 8 тыс. га и противодефляционные водорегулирующие, приовражные и водоохранные полосы.

7. Земли, непригодные для земледелия, сенокосения и выпаса, но пригодные для лесоразведения.

Использование подверженных эрозии земель, необходимость и очередность противоэрозионных мероприятий в настоящее время планируются на уровне почвенно-экологических районов, на которые разделена территория республики независимо от административного деления. При установлении их границ учитывались геоморфологические, почвенные, агротехнологические и другие условия, относительно однородные для ведения сельскохозяйственного производства. При этом особое внимание уделялось степени проявления эрозионных процессов.

В качестве первичных территориальных единиц почвенно-экологического района, адаптированных к конкретным условиям ландшафта, по величине потенциальной эрозионной опасности (смыва — при водной эрозии, дефляции — при ветровой) выделены пять технологических групп земель, для которых и разрабатываются элементы почвозащитного контурно-мелиоративного земледелия: почвозащитные севообороты, система противоэрозионных обработок почвы, система удобрения, регулирование поверхностного стока, лесо- и лугомелиоративные мероприятия и т.д. (табл. 24.2). Границы между группами земель проводят на длинных и пологих склонах центральной зоны по горизонталям. При этом длинные склоны делят на две-три части для полосного земледелия. На землях Белорусского Поозерья из-за мелкоконтурности угодий и сложной конфигурации рельефа это не всегда возможно, поэтому

принадлежность к технологической группе устанавливается для целого контура.

Севообороты и структура посевов разрабатываются в пределах выделенных групп с учетом пригодности почв для возделывания сельскохозяйственных культур и почвозащитной роли этих культур. Самым высоким коэффициентом защищенности отличаются многолетние травы (0,92...0,98), самым низким — картофель (0,18). Поэтому пропашные культуры можно возделывать на почвах первой и второй группы. На землях третьей группы они исключаются, а вводятся севообороты с долей многолетних трав до 30...50%. На почвах четвертой группы надо размещать травяно-зерновые севообороты с насыщенностью многолетними травами до 45...80%. Если таких земель в хозяйстве немного, то их лучше отводить под залужение. Земли пятой группы отводят либо под залужение, либо под посадку лесных и плодовых насаждений. В шестую группу входят земли гидрографического фонда, включающие все необрабатываемые земли: берега и днища болот и оврагов, поймы рек и др.

Таблица 24.2

**Характеристика технологических групп земель Республики Беларусь
(В.В. Жилко, А.Ф. Черныш)**

Группа земель	Потенциальный смыв почвы, т/га	Занимаемая площадь от общей площади пашни		Интенсивность сельскохозяйственного использования
		тыс. га	%	
1	До 2,0	493	8,8	Без ограничений
2	2,1...5,0	570	10,2	Незначительные ограничения
3	5,1...10,0	285	5,1	Значительные ограничения
4	10,1...20,0	273	4,9	Очень значительные ограничения
5	20,0 и более	65	1,2	Исключаются из состава обрабатываемых
Итого земель с потенциально возможным смывом	—	1686	30,2	—

На дефляционно-опасных осушенных торфяниках Белорусского Полесья предпочтительно возделывание многолетних трав, выращивание пропашных культур исключается, а дефляционно-опасные минераль-

ные почвы должны использовать под сидеральные и промежуточные культуры в сочетании с высокими дозами органических удобрений.

Среди противоэрозионных мероприятий для каждого севооборота особое значение имеет система обработки почвы, которая должна обеспечивать защиту почвы от эрозии при минимальных затратах энергоресурсов. В зависимости от степени развития эрозии она должна строиться на замене отвальной вспашки разноглубинной безотвальной, включать щелевание зяби, поверхностную обработку почвы разными орудиями, мульчирование поверхности почвы пожнивными остатками. При этом технологические операции при возделывании культур должны проводиться поперек склонов, а на сложных контурах — параллельно горизонталям рельефа. На дефляционно-опасных землях важны послепосевное прикатывание кольчато-пшоровыми катками, минимальные обработки комбинированными агрегатами, вспашка поперек господствующих ветров.

На землях, непригодных для сельскохозяйственного использования, осуществляются лесомелиоративные мероприятия, среди которых основными являются создание водорегулирующих и водоохраных лесополос в малолесных районах или вокруг прудов и водоемов, сплошные лесопосадки на бросовых землях. Кроме того, в борьбе с овражной эрозией необходимы гидротехнические мероприятия: создание вододерживающих валов, каналов, террасирование склонов.

Наибольший эффект против развития эрозии на любых землях может обеспечить только комплекс противоэрозионных мероприятий и почвозащитных технологий, обеспечивающих высокую производительность эрозионных земель и базирующихся на принципах ландшафтного и контурно-мелиоративного земледелия.

Глава 25

ДЕГРАДАЦИЯ ПОЧВ И ИХ ОХРАНА

Вся история науки о почвах свидетельствует о том, что почва выполняет важнейшие глобальные функции, так как от нее зависит: 1) обеспечение жизни на Земле благодаря такому уникальному специфическому свойству, как плодородие; 2) обеспечение постоянного взаимодействия большого геологического и малого биологического круговорота веществ; 3) регулирование интенсивности процессов в биосфере; 4) накопление на земной поверхности гумуса и связанной с ним химической энергии;

5) регулирование состава атмосферы и гидросферы. Почва выполняет защитную роль по отношению к литосфере, предохраняя ее от всяких видов разрушения. Важность всех ее функций усиливается еще и тем, что почва является не только важным природным ресурсом, но и главным средством сельскохозяйственного производства.

Почва — целостное развивающееся природное образование, и человечество постоянно опиралось на ее способность восстанавливать свое состояние после нарушения его человеком. Нарушения были часты изначально. Выбивались пастбища, вырубались леса, истощались почвы. Это заставляло людей кочевать с одного места на другое. Одновременно росли потребности населения, что требовало разработок зональных систем земледелия. «На каждом этапе культура поля всегда шла рука об руку с культурой человека» (К.А. Тимирязев).

Проблема рационального использования почв приобрела особо важное жизненное значение в настоящее время. Известно, что площадь потенциально пригодных для земледелия почв в мире составляет около 3,2 млрд га, по некоторым данным, предел ее расширения оценивается в 2,7 млрд га. Сейчас в обработке находится 1476,540 млн га, или около 11,3% общей площади суши земного шара.

В 1999 г. сельхозугодья в Беларуси занимали 9307,2 тыс. га, или 45,8% общей площади земельного фонда, в том числе на долю пашни приходилось 6186,6 тыс. га, из них 1351,2 тыс. га загрязнены радионуклидами в результате аварии на Чернобыльской АЭС.

Решение проблемы рационального использования почв осложняется своеобразием структуры и пестроты почвенного покрова. Это обуславливает необходимость разрабатывать и реализовывать в каждой стране собственную национальную концепцию использования и охраны почв. Игнорирование особенностей почвенного покрова, недооценка разнородности почв и шаблонный подход к их использованию являются причиной различных видов деградаций. Они приводят к нарушению экологического соответствия между культурными растениями и средой их обитания.

25.1. Факторы деградации почв

Факторами деградации почв, кроме эрозии (см. гл. 24), являются де гумификация, переуплотнение, вторичная кислотность, загрязнение тяжелыми металлами, токсическими элементами, остатками удобрений, пестицидами, углеводородами, радионуклидами и др.

Дегумификация почв происходит наиболее резко при распашке целинных земель в первые годы. Дальнейшие изменения зависят от способа использования пашни, структуры посевных площадей, применения органических и минеральных удобрений, удельного веса многолетних трав в севооборотах. Ежегодные потери гумуса при разных способах использования дерново-подзолистых почв составляют 0,5...1,5 т/га (Т.Н. Кулаковская, А.В. Калиновский и др.), чернозёмов — 0,5...1,8 т/га (Г.Я. Чесняк).

Дегумификация сопровождается уменьшением запасов питательных элементов, энергии, понижением биологической активности почвенной биоты, почва легко поддается водной и ветровой эрозии. Ей сопутствует потеря почвенной структуры, что ухудшает водные и воздушные свойства почв, сокращает сроки их агрономической спелости, в итоге на 30...40% снижается их производительность. Процесс можно остановить достижением бездефицитного баланса гумуса, внесением 8...12 т/га органических удобрений и возделыванием многолетних трав (А.М. Брагин).

Переуплотнение почв тяжелыми механизмами приводит к уменьшению порового пространства, нарушает газообмен между почвой и атмосферой и движение почвенного раствора, что вызывает засуху при обилии в почве влаги и анаэробии. Основная масса корней не в состоянии преодолеть уплотненный слой, который обычно возникает на глубине 10...20 см, поэтому растения постоянно страдают то от избытка влаги, то от ее недостатка вследствие быстрого испарения. Разуплотнению почв способствуют внесение навоза и применение специальных агротехнических мероприятий. Однако главный способ борьбы с этим видом деградации — снижение нагрузки на почву, которая не должна быть больше 0,8...1,0 кг/см², что зависит от вида используемой техники и технологии обработки почв.

Вторичная кислотность — следствие применения физиологически кислых форм удобрений без известкования на почвах, имеющих кислую реакцию (подзолистых, дерново-подзолистых, серых лесных, краснозёмах). Подкисление всех типов почв могут вызвать кислые атмосферные осадки, которые выпадают в зоне крупных комбинатов, загрязняющих атмосферу недоокисленными соединениями серы и азота. Вторичная кислотность возникает вокруг выбросов пустой породы из каменноугольных и колчеданных шахт и обогащательных фабрик. Она может появиться при осушении болот, содержащих сернистое железо. Это вынуждает применять известкование даже на почвах чернозёмной зоны. Отсюда вытекает необходимость строгого соблюдения воздухоохраных

мер как при строительстве, так и при функционировании предприятий-загрязнителей.

Загрязнение почвы тяжелыми металлами и токсическими элементами становится все более частым явлением. При сжигании угля и нефти с твердыми и жидкими отходами в почву поступает громадное количество химических элементов и их соединений разной природы. Тяжелые металлы попадают в почву с удобрениями и пестицидами и аккумулируются в основном в подстилке и гумусовом горизонте. Их распределение зависит от розы ветров, ландшафта, характера и особенностей источника загрязнения. Максимальное загрязнение обычно распространяется на 10...15 км от источника, но небольшие концентрации могут переноситься на большие расстояния. Установлено, что особо токсичными являются ртуть, свинец, кадмий, мышьяк, селен, фтор, никель, сера, молибден, хром.

Главным источником загрязнения почв свинцом являются выхлопные газы автомобилей, поэтому продукция, полученная вблизи магистралей, наиболее загрязнена. Токсичные соединения фтора и кадмия присутствуют в некоторых апатитах. В почвах тяжелые металлы могут накапливаться, терять токсичность либо сохранять ее, губительно действуя на живые организмы. Ртуть, свинец и кадмий хорошо сорбируются в гумусовом горизонте и мало передвигаются за пределы почвенного профиля. Адсорбированный фтор легко перемещается в грунтовые воды. Цинк и медь менее токсичны, но более подвижны, чем свинец и кадмий.

В разных типах почв уровень токсичности тяжелых металлов может значительно различаться.

Загрязнение почв остатками удобрений и пестицидами существенно возросло по мере роста интенсивности химизации сельского хозяйства. С увеличением количества азотных удобрений происходит накопление нитратов в воде и сельскохозяйственной продукции, что вызывает заболевания детей метгемоглобинемией (при 40...50 мг NO_3 на 1 л питьевой воды, предельно допустимая концентрация (ПДК) — 10 мг/л). Нитраты расшатывают также иммунную систему и дают стойкие аллергические реакции, вызывают уродства у детей и рак желудка у взрослых. Поэтому введены ограничения доз внесения азотных удобрений под различные сельскохозяйственные культуры и строгий контроль за содержанием нитратного азота во всех видах сельскохозяйственной продукции (БелНИИПА).

Соединения фосфора в почве малоподвижны, но их поступление в водоемы в результате поверхностного смыва почвы вызывает зарастание водоемов и как следствие заморы рыб.

Последствия миграции и аккумуляции пестицидов в почвах трудно предвидеть и оценить. Многие из них длительное время могут оставаться токсичными. Потенциально опасны хорошо растворимые препараты не только на месте их применения, но и на значительном удалении от него.

Углеводородное загрязнение почв ароматическими полициклическими углеводородами и бензопиреном, которые способны аккумулироваться в почвах, проходит при неполном сгорании угля и нефтепродуктов. Все они, особенно бензопирен, оказывают канцерогенное действие, поэтому загрязненные почвы не должны использоваться для производства продовольствия.

Санитарные нормы допустимых концентраций химических веществ в почве приведены в табл. 25.1.

Таблица 25.1

Санитарные нормы допустимых концентраций химических веществ в почве*

Вещество	ПДК, мг/кг с учетом фона (кларка)	Лимитирующий показатель
<i>Подвижная форма</i>		
Кобальт	5,0	Общесанитарный
Фтор	2,8	Транслокационный
Хром	6,0	Общесанитарный
<i>Водорастворимая форма</i>		
Фтор	10,0	Транслокационный
<i>Валовое содержание</i>		
Бензопирен	0,02	Общесанитарный
Ксилолы (орто-, мета-, пара-)	0,3	Транслокационный
Мышьяк	2,0	Транслокационный
Ртуть	2,1	Транслокационный
Свинец	32,0	Общесанитарный
Свинец + ртуть	20,0 + 1,0	Транслокационный
Элементарная сера	100,0	Общесанитарный
Сероводород	0,4	Воздушный
Серная кислота	160,0	Общесанитарный
Стирол	0,1	Воздушный
Формальдегид	7,0	Воздушный

Окончание табл. 25.1

Вещество	ПДК, мг/кг с учетом фона (кларка)	Лимитирующий показатель
Хлористый калий	560,0	Водный
Хром	0,05	Общесанитарный
Ацетальдегид	10,0	Миграционно-воздушный
Изопропиленбензол + альфаметилстирол	0,5	Миграционно-воздушный
Суперфосфат (P_2O_5)	200,0	Переход в растение
Отходы флотации угля	300,0	Водный и общесанитарный

* Справочник нормативных документов по вопросам охраны окружающей среды. Минск, 1998.

Радиационное загрязнение почв обусловлено испытаниями в атмосфере атомного и водородного оружия и выбросами радиоактивных изотопов атомными станциями. Для Беларуси, значительная часть территории которой загрязнена цезием-137 и стронцием-90, эта проблема имеет особую остроту. Площади и плотность загрязнения цезием-137 приведены в табл. 3.12. Наличие этих данных что позволяет проводить целенаправленные организационно-технологические мероприятия в агропромышленном комплексе.

Разрушение почвенного покрова вызывает *промышленная эрозия*. Добыча полезных ископаемых открытым способом меняет рельеф, гидрографию территории, загрязняет почвы в районах нефтедобычи сырой нефтью, нефтяными и пластовыми водами. Гражданское, промышленное и дорожное строительство сопровождается непроизводительными потерями почв, восстановление которых возможно только в результате *рекультивации*. Она включает систему приемов восстановления и оптимизации ландшафтов, которые обходятся дорого, поэтому контроль за отводом земель для промышленных целей должен быть очень строгим.

Особые виды загрязнения проявляются при орошении почв. При нарушении режима использования ирригационной системы могут возникнуть *вторичное засоление, осолонцевание, слитость почв* и др. Эти проблемы особенно резко проявляются при поливе минерализованными водами, бездренажном орошении, когда фильтрация оросительных вод резко поднимает уровень стояния грунтовых вод. В таких условиях проводится комплекс дорогостоящих мероприятий по рассолению и мелиорации солонцов.

Особое место среди факторов деградации почв занимает аллелопатия (токсикоз). *Аллелопатия* в переводе с греческого означает «взаимное страдание». Это явление связано с накоплением в почве физиологически активных токсинов. Они образуются при химическом взаимодействии физиологически активных органических соединений, выделяемых в процессе жизнедеятельности растений и почвенных микроорганизмов, или при разложении почвенных и корневых остатков предшественников. Среди них выделяют химические ингибиторы: *колины*, отрицательно влияющие на последующие культуры; *фитонциды*, подавляющие развитие микроорганизмов; *антибиотики*, подавляющие жизнедеятельность последующих растений или других микроорганизмов, развивающиеся в ризосфере культурных растений; *маразмины*, подавляющие биохимические процессы растений. Химический состав ингибиторов и пути их биосинтеза установлены частично (Э. Райс, 1978). Среди них — алкалоиды, фумарины, водорастворимые органические кислоты и спирты и др. Неблагоприятное сочетание сложных процессов — причина переутомления, вызывающего снижение урожая и несовместимость некоторых культур в севообороте. Наиболее сильное переутомление вызывает бессменное возделывание сахарной свеклы, льна, подсолнечника, капусты, гороха, проса, огурцов и других культур.

Токсикоз может проявляться и в лесном хозяйстве. Он существует и между грибами, и между травами, в результате чего некоторые из них ядовиты для человека из-за содержания токсических соединений.

Снижают урожайность бессменная отвальная и безотвальная обработки почвы без учета биологических особенностей культурных растений.

Смягчают неблагоприятное воздействие бессменных посевов удобрения, большое значение имеет внедрение севооборота, который, как биологический фактор, выполняет огромную санитарную роль. Однако существенно снизить или полностью избавиться от почвоутомления и аллелопатического влияния растений друг на друга можно лишь при комплексном применении достижений науки по севооборотам, обработке почвы, защите растений, системе удобрения, известкованию и т.п.

25.2. Почвенно-экологический мониторинг

Задачи сохранения, восстановления и улучшения почвенных ресурсов составляют важнейший раздел экологизации деятельности человека в сфере сельскохозяйственного производства. Экологические последствия загрязнения почв проявляются позже загрязнений атмосферы

и гидросферы, однако они более устойчивы и долговременны. Поэтому охрана почв и биосферы возможна только на основе **почвенно-экологического мониторинга** — системы длительных наблюдений за изменениями свойств почв. По И.П. Герасимову, выделяется мониторинг локальный, региональный, глобальный.

Локальный мониторинг включает наблюдения за отдельными изменениями компонентов природной среды под влиянием факторов местного значения (строительство, мелиорация, загрязнение территории отдельными предприятиями).

Региональный мониторинг — слежение за взаимодействием природы и человека в процессе природопользования на региональном уровне (круговорот питательных веществ на территории зоны, подзоны, особенности загрязнения различных типов почв и др.).

Глобальный (биосферный) мониторинг — система наблюдений за общепланетарными изменениями, которые происходят в атмосфере и гидросфере.

В Республике Беларусь в соответствии с законом «Об охране окружающей среды» создана Национальная система мониторинга окружающей среды (НСМОС). Информационная база НСМОС объединяет результаты наблюдений за состоянием окружающей среды и ее изменениями под влиянием антропогенной деятельности. Она включает 11 отдельных видов мониторинга, в том числе два комплексных: *мониторинг земель (почв)*, включающий мониторинг земельного фонда, агропочвенный мониторинг и мониторинг агротехногенно загрязненных почв, и *радиационный мониторинг*, включающий мониторинги радиоактивного загрязнения почв, атмосферного воздуха, поверхностных и подземных вод, растительного и животного мира и объектов жилищно-коммунального хозяйства.

Мониторинг земельного фонда базируется на материале статистической отчетности о наличии, качественном состоянии и использовании земель. *Агропочвенный мониторинг* ведется на землях сельскохозяйственного использования и включает полевые опыты по изучению изменений почвенного покрова под влиянием различных природных и антропогенных факторов. *Мониторинг агротехногенно загрязненных почв* ведется на 36 пунктах наблюдения в зоне крупных городов, на 100 реперных пунктах изучения глобального загрязнения почв, в хозяйствах 28 районов (за содержанием остаточных количеств пестицидов), на 21 геоботаническом профиле в придорожных полосах.

Мониторинг радиоактивного загрязнения почв ведется на сети, состоящей из 18 ландшафтно-геохимических полигонов и 181 реперной

площадки. *Мониторинг загрязнения подземных вод* проводится в 85 скважинах, *поверхностных вод* — на пяти крупных реках (Днепр, Припять, Сож, Ипуть, Беседь) и на малых реках (18 створов и 43 водотока). *Мониторинг радиоактивного загрязнения атмосферного воздуха* включает 6 стационаров и 72 пункта наблюдений за уровнями радиоактивных осадков и мощностью экспозиционной дозы γ -излучения.

Государственный реестр НСМОС насчитывает более 3000 пунктов наблюдений. Новым импульсом для ее дальнейшего развития является Государственная программа развития НСМОМ, принятая в 2006 г. Она определила систему наблюдений, оценку и прогноз состояния земель для выявления изменений, предупреждения и устранения негативных процессов и последствий их влияния на окружающую среду. В частности, отмечаются следующие изменения, произошедшие к 01.01.2010 г.: за 2 года на 195,3 тыс. га уменьшилась площадь пашни (5324 тыс. га), на 574 тыс. га увеличилась площадь лесных земель (9064,8 тыс. га), уменьшились площади болот и нарушенных земель, определились размеры потерь почвы и ее составляющих под влиянием водной и ветровой эрозии, интенсивность сработки торфа на мелиорируемых землях (многолетняя и в среднем в год). Загрязнение почвы пестицидами и техногенными токсикантами изменялось незначительно.

Состояние водных систем является стабильным: 6,1% водных объектов характеризуются как чистые и умеренно загрязненные, 33% — как умеренно загрязненные и 6% — умеренно загрязненные и загрязненные.

Контроль за поведением цезия-137 и стронция-90 показал, что даже спустя много лет после аварии на Чернобыльской АЭС они концентрируются в корнеобитаемом почвенном слое. Поэтому получение чистой продукции на загрязненных этими химическими элементами землях возможно только на основе применения комплекса защитных мер.

Сложной задачей является установление предельно допустимых концентраций (ПДК) химических веществ в почве. В настоящее время установлено около 800 ПДК для веществ, загрязняющих воду, около 300 — для загрязняющих атмосферу. Для почвы ПДК установить трудно, так как она находится в состоянии сложного взаимодействия между человеком и животным, растением и окружающей средой. Поэтому многие ПДК для разных соединений требуют уточнения в зависимости от буферной способности почв, способов и видов мелиорации, применения различного вида удобрений и др. Требуют доработки и многие методические вопросы почвенного мониторинга, не сформулирована окончательно научно обоснованная программа химического мониторинга,

где были бы определены показатели состояния почв, подлежащих контролю, объекты, методы анализа и сроки периодических измерений. Все усилия должны быть направлены для решения общей задачи — своевременного обнаружения неблагоприятных свойств почв при их использовании.

Глава 26

ПОЧВЕННЫЕ КАРТЫ, ПРИНЦИПЫ ИХ СОСТАВЛЕНИЯ И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОМ ПРОИЗВОДСТВЕ

Рациональное использование почв с учетом их природного плодородия требует количественного учета и качественной оценки земельных фондов страны. Наиболее информативным методом, определяющим характеристику почвенного покрова, слагающих его компонентов и свойств, является почвенная съемка.

Результаты почвенной съемки отражаются системой условных знаков на почвенных картах и дополняющих их картографических материалах. **Почвенная карта** — это карта специального назначения, дающая представление о качественном составе и пространственном распространении (топографии) почв на той или иной территории.

Детальность отображения почвенного покрова зависит от масштабов съемки, сложности почвенного покрова, назначения карты.

26.1. Принципы составления почвенных карт

Сложность почвенного картографирования заключается в том, что даже при детальной съемке нет возможности выделить на карте все индивидуумы, причем границы разновидностей почв с поверхности невидимы и проследить их на всем протяжении практически невозможно. Эти трудности разрешимы при использовании сравнительно-географического метода В.В. Докучаева, который положен в основу почвенной картографии. Сущность метода — установление связей между почвами и факторами почвообразования. В большинстве случаев каждому элементу рельефа соответствуют определенные почвы, каждый тип и подтип почвы формируется под определенными растительными сообществами, климатические условия определяют как общие законо-

мерности распределения почв на территории земного шара (горизонтальная и вертикальная зональность почв), так и образование и развитие почв под влиянием микроклимата в разных элементах рельефа. Почвообразующие породы влияют на формирование различных родов, разновидностей и разрядов почв, определяют их различия в химическом и минералогическом составе. Эти различия не всегда проявляются внешне, поэтому повышается количество почвенных разрезов даже при одной и той же категории сложности. Сильное влияние на специфику картографирования оказывает хозяйственная деятельность человека, в результате которой существенно изменяются и строение почвенного профиля, и свойства почв.

26.2. Виды почвенных карт

В зависимости от масштаба почвенные карты делятся на обзорные (1:1 000 000 и мельче), мелкомасштабные (1:1 000 000—1:300 000), среднemasштабные (1:300 000—1:100 000), крупномасштабные (1:50 000—1:10 000), детальные (1:5000—1:200).

Обзорные почвенные карты составляются для обширных территорий земного шара (например, почвенная карта мира в масштабе 1:10 000 000). На них наносят пространственное размещение зон, подзон, фаций, провинций, типы, подтипы, иногда роды и разновидности почв. Они используются в научных и учебных целях.

Мелкомасштабные почвенные карты характеризуют почвенный покров отдельных стран, используются для государственного учета земель и сельскохозяйственного районирования.

Среднemasштабные почвенные карты составляют для административных районов, областей. Они дают более подробную информацию о свойствах почв вплоть до почвенных разновидностей.

Крупномасштабные почвенные карты составляют для отдельных хозяйств, которые используются при землеустройстве, на их основе проводится агропроизводственная группировка и бонитировка почв, определяются структуры посевных площадей, особенности мелиорации, применения удобрений и др.

Детальные почвенные карты составляют для территорий опытных станций, садов, заповедников, сортоиспытательных участков, питомников ценных культур и др.

Площадь минимального контура крупномасштабных карт в масштабе 1:10 000 составляет 0,5 га, в масштабе 1:25 000 — 3,0 га.

При крупномасштабном почвенном картографировании в качестве картографической основы используют план внутрихозяйственного землеустройства с подробным изображением ситуации и сечения рельефа горизонталями, которые переносят с топографических карт и материалов аэрофотосъемки масштаба от 1:10 000 до 1:20 000. При детальной почвенной съемке в качестве основы применяют топографическую карту с сечением рельефа 0,1...0,5 м.

Методика крупномасштабных почвенных исследований включает три периода: подготовительный, полевой и камеральный (лабораторный).

В подготовительный период устанавливают объекты, масштабы съемки, объемы и планы работ, которые зависят от сложности объекта, по литературным источникам изучают природные и агроэкономические условия района исследований, знакомятся с особенностями почвенного покрова, готовят картографическую основу, рабочее снаряжение, проводят тренировочные занятия. В зависимости от частоты смены и разнообразия почв, создающих многоструктурность карты, извилистости границ, трудности определения закономерностей, частоты смены форм рельефа и почвообразующих пород принято выделять пять категорий территории по сложности почвенного покрова.

I категория — степные и полупустынные территории со слаборасчлененным рельефом, однообразными материнскими породами и почвенным покровом. Контуры почвенных комплексов занимают не более 10%.

II категория — лесостепные, степные и полупустынные районы с расчлененным рельефом, однообразными материнскими породами и несложным почвенным покровом. Контуры почвенных комплексов занимают не более 10%.

III категория — степные и лесостепные территории с волнистым расчлененным рельефом, разнообразными почвообразующими породами и неоднородным почвенным покровом. Она включает 20...40% территории I категории, 10...20% — II категории, районы с расчлененным рельефом с площадью заболоченных и эродированных почв не более 20%, орошаемые и осушенные земли без признаков засоления или заболачивания.

IV категория — включает земли лесной зоны, земледельчески мало освоенные, с однородными почвообразующими породами, с площадью заболоченных почв 20...40%. В ее состав входят:

- ♦ районы лесной зоны, освоенные, с пестрыми почвообразующими породами, с площадью эродированных и заболоченных земель до 20...40%;

- ♦ сильноэродированные территории, с сильным развитием комплексности, степные, полупустынные и пустынные территории (40...60% комплексов от площади);

- ♦ районы лесостепной зоны с расчлененным рельефом и пестрыми почвообразующими породами с площадью эродированных почв 20...40%, поймы, плавни, дельты рек с несложным почвенным покровом, залесенностью и закустаренностью (меньше 20% площади);

- ♦ расчлененные предгорные территории;

- ♦ тундры;

- ♦ орошаемые и осушенные земли с признаками вторичного засоления или заболачивания на площади до 15%.

V категория — включает районы лесной зоны, земледельчески мало освоенные, с пестрыми почвообразующими породами и большим количеством заболоченных почв (более 40% площади). К ней относятся степные, полупустынные и пустынные территории с комплексностью и эродированностью более 60% площади; горы и заселенные предгорья; поймы, плавни, дельты со сложным неоднородным покровом и пестрым почвенным гранулометрическим составом (засоление, заболачивание, залесенность более чем на 20% площади); орошаемые и осушенные земли с признаками засоления и заболачивания на площади более 15%.

В пределах Беларуси встречаются территории III, IV и V категории. Они характеризуются следующими признаками.

III категория:

- а) крупные низины и низкие плоские водоразделы, сильно заболоченные, с признаками торфяно-болотных почв низинного типа и почв, развитых на глинистых и тяжелосуглинистых почвообразующих породах (болотные массивы Журавлёвское, Ореховский Мох, Полоцкая низина и др.);

- б) донно-моренные равнины с почвами, развивающимися на двухчленных почвообразующих породах (Лидская, Столбцовская и др.);

- в) не заболоченные или мало заболоченные водно-ледниковые равнины и гряды, сложенные рыхлыми супесями и песками или подстилаемые песками с глубины не более 0,5 м (Прибугская равнина, Волковысская возвышенность и др.).

IV категория:

- а) сильно заболоченные водно-ледниковые и древнеаллювиальные равнины, сложенные рыхлыми почвообразующими породами (Припятское и Брестское Полесье и др.);

б) платообразные равнины, сложенные или перекрытые лёссовидными суглинками и лёссами, осложненные блюдцеобразными западинами (Оршанско-Могилёвское плато и др.);

в) моренные равнины, сложенные суглинистыми почвообразующими породами (Суражская низина, Чашникская равнина);

г) осушенные болотные массивы со сроком осушения менее 10 лет (мощные) и менее 5 лет (маломощные).

V категория:

а) конечно-моренные гряды и возвышенности (Свенцянские, Браславские гряды, Невельско-Городокская возвышенность);

б) массивы низинных торфяников, осложненные островами минеральных почв (например совхоз «Днепробутский» Кобринского района Брестской области);

в) поймы на Днепре, Припяти, Немане;

г) староосушенные торфяные почвы мощные и маломощные со сроком осушения соответственно 10 и 5 лет (совхозы Любанского района Минской области).

Количество почвенных контуров соответственно категориям изменяется от 10 до 15 и более на 100 га. Это влияет на количество почвенных разрезов, необходимых для составления почвенной карты (табл. 26.1).

Таблица 26.1

Количество гектаров, приходящихся на один почвенный разрез (без прикопок), в зависимости от категории территорий (Н.И. Смеян, И.Н. Соловьев, 1973)

Масштаб съемки	Гектары на местности			На карте, см ²		
	III	IV	V	III	IV	V
1:5 000	4	3	2	16,0	12,0	8
1:10 000	18	15	10	18,0	15,0	10
1:25 000	50	40	25	8,0	6,4	4
1:50 000	110	80	50	4,4	5,2	2

Соотношения между основными, контрольными разрезами и прикопками при работе на топографической основе приняты равными 1 : 4 : 5, на материалах аэрофотосъемки — 1 : 4 : 2, однако они могут сильно изменяться в зависимости от категории сложности.

Полевой период начинается с рекогносцировочного исследования территории. При этом почвовед, двигаясь по ранее спланированному маршруту, знакомится с рельефом местности, гидрографической сетью,

основными почвообразующими породами и почвами, эрозионными процессами, при необходимости корректирует картографическую основу, планирует рабочие маршруты для последующего изучения почв и составления почвенной карты.

В основу полевого изучения почв положен метод почвенно-профильной диагностики. Сущность метода заключается в закладке на исследуемой территории различных типов разрезов. В зависимости от назначения разрезы бывают основные (ямы), контрольные (полуямы), прикопки.

Основные разрезы закладываются на наиболее характерных элементах рельефа на глубину 150...200 см. Глубина разрезов может варьировать в зависимости от наличия в профиле плотных подстилающих пород, уровня грунтовых вод и др. Они предназначены для всестороннего изучения почв и почвообразующих пород.

Контрольные разрезы служат для выявления контуров распространения почв на местности. Они вскрывают почвенный профиль до начала залегания материнской породы (глубина 70...150 см).

Прикопки служат для уточнения границ между почвами и установления изменений отдельных свойств, например мощности горизонтов A_1 и A_2 . Их глубина колеблется от 40 до 75 см.

Почвенные разрезы нельзя располагать вблизи дорог, на обочинах канав. Для их закладки выбирают более или менее типичное место для крупного участка, местоположение которого точно определяют и на карте, и на местности, привязывая его к каким-либо ориентирам. На почвенной карте основные разрезы обозначаются квадратом, полуямы — кружком диаметром 3 мм, прикопки — равносторонним треугольником со стороной 3 мм (вершиной вниз).

Из основных разрезов и некоторых полуям по профилю почвы из всех генетических горизонтов отбирают образцы почв для лабораторных анализов. Количество разрезов, из которых должны быть отобраны образцы почв, планируется исходя из расчета, чтобы все выделенные на карте почвенные разновидности были охарактеризованы аналитическими данными в двух-трехкратной повторности. Отбор образцов начинают из нижнего горизонта.

При работе на территории с относительно выровненным однородным рельефом почвовед двигается по маршруту, закладывает разрезы на всех основных элементах рельефа, изучает почвы, устанавливает границы между ними. Установленные на местности границы визуально переносит на картографическую основу, продлевая их в обе стороны от рабочего маршрута до пределов ясной видимости смены форм

рельефа с маршрута. Продолжение границ осуществляется при обратном движении по параллельному маршруту.

При работе на участках со сложным рельефом, развитой гидрографической сетью границы между почвами устанавливаются и наносятся на карту по ходу движения.

Все заложенные на местности разрезы регистрируются и описываются в полевых журналах установленной формы.

Выделенные на карте почвы раскрашиваются в соответствии с принятыми условными обозначениями.

Полевой период завершается составлением полевой почвенной карты.

При обследовании земель Гослесфонда в этот период составляются полевая почвенная карта, карта рационального размещения древесных пород и трансформации земельных угодий, карта кислотности.

Часто одновременно с почвенными проводятся геоботанические исследования и составляются полевые геоботанические карты.

Имеется специфика в картографировании эродированных почв. В частности, для эродированных почв Беларуси характерны пятнистость и полосность, вследствие чего выделять их отдельно на картах масштаба 1:10 000 трудно. Поэтому показывают или средневзвешенное значение эродированности почвенного покрова в контуре, или комплексы с указанием почв разной степени эродированности.

В отдельных районах Витебской, Минской и Гродненской областей имеет место каменистость почв, поэтому для таких районов необходимо картографирование каменистости (щебнистости) почв.

Для съемки мелиоративных объектов масштаб съемки определяется по коэффициенту неоднородности почвенного покрова территории (K_n). При $K_n < 20$ — масштаб съемки 1:5000, при $K_n > 20$ — 1:2000.

Подробно особенности картографирования различных объектов описаны в книге «Полевое исследование и картографирование почв БССР» (Отв. ред. Н.И. Смеян. Минск: Ураджай, 1990. С. 220).

В **камеральный период** выполняют лабораторные анализы почв, оформляют авторский оригинал почвенной карты (рис. 26.1), составляют почвенный очерк, вычисляют площади контуров разновидностей почв, оформляют карты агропроизводственной группировки почв, карты эродированных и каменистых земель, для лесхозов — карты рационального размещения древесных пород и др. Набор картограмм изменяется в зависимости от производственных запросов. К почвенной карте может быть приложена картограмма бонитировки почв, которую составляют по результатам бонитировки, характеризующей произ-

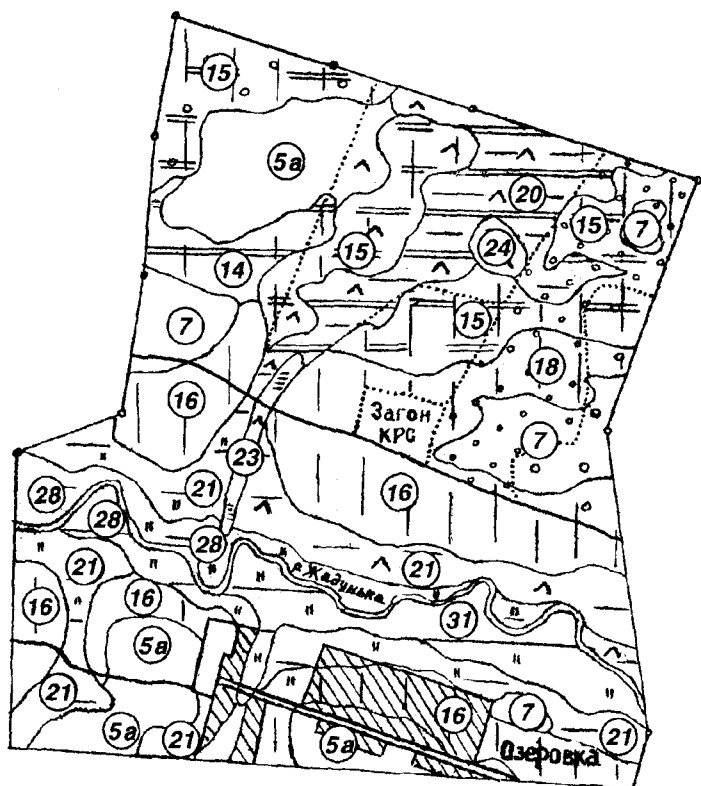


Рис. 26.1. Фрагмент почвенной карты

водительность почв в баллах, агрохимические картограммы с указанием обеспеченности почв подвижными соединениями фосфора, калия, кислотности или щелочности; картограммы глубины залегания и минерализации грунтовых вод; солонцов и солонцеватости; засоления и др.

26.3. Использование материалов крупномасштабного картографирования в сельскохозяйственном производстве

Результаты почвенных исследований, представленных предприятиям в виде почвенной карты, почвенного очерка и различных картограмм, являются основой планирования сельскохозяйственного производства. На их основе проводится землеустройство, определяется структура

посевных площадей, выбираются участки для известкования, осушения или орошения. Они необходимы для определения норм и способов внесения удобрений, способов обработки почв.

Чем сильнее в почве выражены отрицательные свойства, обусловленные их генезисом, тем труднее достижение высокой производительности, тем больше затраты для устранения этих отрицательных свойств.

Почвенный покров Беларуси в естественном состоянии отличается низким плодородием, на территории республики имеются заболоченные, эродированные и каменистые почвы, поэтому и на пашне, и на лугах приходится затрачивать много усилий для перевода малоплодородных почв в хорошо окультуренные, плодородные. При разработке необходимых мероприятий настольными документами каждого агронома должны быть прежде всего почвенная карта и прилагаемые к ней документы.

Глава 27

ПРИНЦИПЫ АГРОПРОИЗВОДСТВЕННОЙ ГРУППИРОВКИ И КАЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ПОЧВ

Рациональное использование земельных ресурсов невозможно без учета качественных особенностей почвенного покрова поля, хозяйства, страны.

Материалы о качестве почв являются основой научного земледелия, они необходимы при землеустройстве, оценке производственной деятельности хозяйств, определении структуры посевных площадей, введении земельного кадастра и др. С этой целью проводится агропроизводственная группировка и оценка почв.

27.1. Агропроизводственная группировка почв

Агропроизводственная группировка почв — объединение видов и разновидностей почв в агрогруппы по агротехническим показателям, уровню плодородия, характеру использования.

При группировке почв учитывается близость их по генезису, гранулометрическому составу почвообразующих и подстилающих пород, типу водного режима, сходству агрохимических и агрофизических показателей плодородия, степени эродированности и завалуненности,

однородности почвенных контуров, их конфигурации и величине, однотипности агротехнических мероприятий для отдельных сельскохозяйственных культур и мероприятий по повышению плодородия.

На первом этапе почвы делят на требующие и не требующие специальной агротехники (удаление камней, эродированность и др.), затем — на две группы по гранулометрическому составу (тяжелые и легкие), в дальнейшем учитываются зональные и видовые различия.

В Беларуси первая агропроизводственная группировка произведена А.Г. Медведевым и Н.П. Булгаковым в 1960 г. Было выделено 11 агрогрупп, состоящих из 47 подгрупп. Агрогруппы выделялись по типам почв, а внутри типа — по гранулометрическому составу. Подгруппы выделялись по степени проявления оподзоливания. Накопление данных о почвах дало возможность произвести новую агропроизводственную группировку, в которую вошли 33 агропроизводственные группы (А.Г. Медведев, Н.И. Смеян, 1974). В настоящее время выделено 30 агрогрупп (Н.И. Смеян, Т.Н. Пучкарева, Г.А. Ржеутская, 1990). Относительно конкретных свойств дополнительно учтены особенности структуры почвенного покрова, рельефа, истории использования отдельных участков. При этом принимались во внимание материалы последнего тура агрохимических исследований, сведения о применении сточных вод и др.

Агропроизводственную группировку нельзя рассматривать как что-то постоянное, неизменное. Возможны случаи перевода почв из одной группы в другую в результате мелиорации и других мероприятий по окультуриванию или ситуации, когда для выделения агрогруппы нет оснований из-за малой площади отдельных почв и др.

К карте агропроизводственной группировки составляют пояснительную записку, где обосновываются рекомендуемые мероприятия по рациональному использованию почв хозяйства. На основе пояснительной записки выделяют рабочие участки для эколого-контурных севооборотов, при введении которых наилучшим образом сочетаются биологические особенности растений со свойствами почвы. В ней отмечают участки для создания культурных сенокосов и пастбищ; земли, требующие осушения или орошения, почвозащитных мероприятий; земли, нуждающиеся в рекультивации, очистке от валунов и камней; земли несельскохозяйственного использования (парки, заповедники и др.); земли, непригодные для ведения хозяйства (овраги, карьеры, балки и др.).

Агроном в своей практической работе должен уметь использовать результаты агропроизводственной группировки почв применительно не только к отдельным почвам, но и к их комбинациям на рабочих участках.

27.2. Бонитировка почв и оценка земель

Бонитировка почв — интегральный показатель плодородия почв, сравнительная оценка качества почв по их производительной способности, специализированная генетико-производственная классификация почв, плодородие которых выражается в баллах, а **бонитет почвы** — показатель ее продуктивности, доброкачественности.

Бонитировка почв — составная часть земельного кадастра, задачей которого является государственная система изучения, оценки, учета и распределения земельного фонда страны, его рационального использования и охраны.

История бонитировки уходит в глубь веков. Землеоценочные работы проводились в Древнем Египте и Месопотамии, в Японии и Китае. В России впервые писцовые книги с земельным кадастром введены с XV в. В XVII в. было начато «Генеральное межевание», в 1879 г. в целях общегосударственной оценки земельных ресурсов В.И. Чаславский составил опросным методом почвенную карту. Работа проводилась кадастровыми комиссиями, в результате чего была составлена первая бонитировочная шкала оценки почв по урожайности.

Новый подход к оценке почв разработал В.В. Докучаев, который разделил оценочные работы на две части: 1) определение естественной «правоспособности» почв, т.е. их потенциального плодородия на основе учета природных свойств почв; 2) сельскохозяйственно-экономическое обследование почв (первая часть играла ведущую роль).

Идеи В.В. Докучаева развил в дальнейшем Н.М. Сибирцев, дополнив эти части необходимостью зонально-регионального подхода к бонитировке почв и подчеркнув важность учета условий минерального питания растений.

Идеи В.В. Докучаева и Н.М. Сибирцева положены в основу бонитировки почв в СССР, в том числе в Беларуси, где почва рассматривается как естественноисторическое тело и как основное средство сельскохозяйственного производства с учетом агрохимических свойств, размера контура рабочего участка, заустаренности, завалуненности, заболоченности, эродированности.

Впервые бонитировка почв в республике была проведена в 1964–1969 гг., повторная, более совершенная, на основе новой шкалы баллов — в 1974–1976 гг. В 1984–1985 гг. проведен третий тур бонитировки, в основу которой была положена новая методика.

При построении шкалы оценочных баллов во всех турах была принята *100-балльная закрытая шкала*. За 100 баллов принята дерново-кар-

бонатная, выщелоченная, легко- и среднесуглинистая, высокоокультуренная почва со следующими агрохимическими показателями: pH_{KCl} 5,9, содержание подвижных соединений фосфора и калия (P_2O_5 и K_2O) соответственно более 19 и более 16 мг/100 г почвы.

При оценке почв учитывались различия на уровне типа, подтипа, рода и вида. Принимался во внимание гранулометрический состав материнской и подстилающей пород, от которого плодородие почв зависит в значительной степени. Агрохимические свойства почв и их культуртехническое состояние учитывались с помощью *поправочных коэффициентов*. Совокупное влияние этих свойств выявлялось по урожайности озимой ржи, озимой пшеницы, ячменя и картофеля в полевых опытах на контрольных опытных делянках, а также на полях различных хозяйств, на разных почвах в сравнимых условиях агротехники. Первоначальные баллы по каждой сельскохозяйственной культуре определялись по формуле

$$Б = \frac{Y_{\phi}}{Y_m} \cdot 100,$$

где Б — оценка определенного свойства почвы по одной культуре; Y_{ϕ} — урожайность на почве с худшим состоянием оцениваемого свойства (фактическая урожайность); Y_m — урожайность на почве с оптимальным состоянием свойств, оцененным в 100 баллов (максимальная урожайность).

Средневзвешенный балл определялся по данным урожая каждой из четырех культур по формуле

$$Б_c = \frac{Б_1 \cdot Y_1 + Б_2 \cdot Y_2 + Б_3 \cdot Y_3 + Б_4 \cdot Y_4}{100},$$

где $Б_c$ — средневзвешенный балл; $Б_1, Б_2, Б_3, Б_4$ — баллы почв по урожаям озимой ржи, пшеницы, ячменя, картофеля; Y_1, Y_2, Y_3, Y_4 — относительная доля каждой из культур в общей площади посева.

На основании расчетов была разработана балльность 178 почвенных разновидностей, которые в структуре почвенного покрова пашни составляют около 89%. Остальные, менее встречающиеся, почвы оценены расчетным путем (табл. 27.1).

Оценочные баллы почв естественных сенокосов и пастбищ включали 49 почвенных разновидностей.

В третьем туре оценочная шкала разработана для почв, находящихся в оптимальном состоянии для сельскохозяйственного производства. При оценке почв с худшими свойствами введены поправочные коэффи-

Таблица 27.1

Таблица оценочных баллов почв пахотных угодий по III туру оценки (фрагмент, Н.И. Смеян и др.)

Тип увлажнения	Гранулометрический состав									
	Средне- и легкосуглини- стые		Связносупесчаные		Рыхлосупесчаные		Связнопесчаные		Рыхлопесчаные	
	мощ- ные	подсти- лаемые песком	подсти- лаемые суглинком	подсти- лаемые песком	подсти- лаемые суглинком	подсти- лаемые песком	подсти- лаемые суглинком	мощ- ные	подстила- емые су- глинком	мощ- ные
I. Дерново- карбонатные	100	81	82	64	69	52	56	38	42	29
II. Дерново- подзолистые	71	58	69	50	53	40	45	30	34	18
III. Дерново- подзолистые заболоченные (глееватые)	48	44	48	43	40	37	36	32	27	21

циенты на климатические условия, заболоченность, эродированность, каменистость, контурность, закустаренность. Они рассчитываются так же, как и средний балл.

Для оценки агрохимических показателей плодородия в третьем туре бонитировки использован *индекс агрохимической окультуренности почвы*, где pH_{KCl} , содержание гумуса, P_2O_5 , K_2O выражены в относительных единицах. Систематический учет индекса окультуренности как наиболее динамичного показателя по сравнению с другими свойствами позволяет более объективно оценить уровень плодородия почв.

Каждая сельскохозяйственная культура по-разному реагирует на комплекс свойств почвы, выраженных баллом бонитета. Отмечается наиболее тесная связь урожайности растений с гранулометрическим составом почвообразующих и подстилающих пород и степенью переувлажнения почвы.

На основании исследований все почвы Беларуси объединены в 10 агропроизводственных групп с соответствующими баллами бонитета. Для каждой из них предложен свой, наиболее рациональный набор культур (табл. 27.2). Этой группировке должна соответствовать структура посевных площадей в конкретном хозяйстве.

Таблица 27.2

Агропроизводственная группировка пахотных почв Беларуси и рекомендуемый набор культур для каждой группы (Н.И. Смян и др., 1989)

Агрогруппа	Балл бонитировки	Рекомендуемый набор культур
Дерново-карбонатные почвы, развивающиеся на суглинистых и супесчаных породах (02, 02)	78	Озимая пшеница, ячмень, горох, люцерна, клевер, вика, кукуруза, сахарная свекла, брюква
Дерново-подзолистые глинистые и тяжелосуглинистые почвы (04)	58	Пшеница, ячмень, горох, вика, пелюшка, клеверно-злаковые смеси, кормовые корнеплоды, лен
Дерново-подзолистые легко- и среднесуглинистые мощные почвы, подстилаемые мореной или песком с глубины около 1 м (05, 06)	71	Озимая и яровая пшеница, ячмень, горох, вика, пелюшка, люцерна, клевер, бобово-злаковые смеси, лен, сахарная свекла, картофель
Дерново-подзолистые супесчаные почвы, подстилаемые мореной с глубины около 0,5 м (07)	63	Озимая рожь, пшеница, горох, кукуруза, клевер, люцерна, картофель, кормовая свекла, брюква, сахарная свекла

Окончание табл. 27.2

Агрогруппа	Балл бонити- ровки	Рекомендуемый набор культур
Дерново-подзолистые супесчаные почвы, подстилаемые морской с глубины около 1 м, около 0,5 м; суглинистые почвы, подстилаемые песками с глубины до 0,5 м (08)	54	Озимая рожь, овес, люпин, кукуруза, картофель
Дерново-подзолистые, оглеенные внизу и временно избыточно увлажненные почвы на мощных песках и супесчаные почвы, подстилаемые песками (09)	39	Озимая рожь, овес, люпин, кукуруза, картофель
Дерново-подзолистые, временно избыточно увлажненные почвы на глинах и суглинках, супесчаные почвы, подстилаемые с глубины 0,5 м мореной (06)	65	Ячмень, яровая пшеница, горох, вика, пелюшка, клевер, бобово-злаковые смеси, лен, сахарная свекла, озимые (ограниченно)
Дерново-подзолистые глееватые и глеевые почвы на всех породах (10, 14)	38	Многолетние травы, однолетние бобово-злаковые смеси
Дерново-глеевые и торфяно-болотные почвы с мощностью торфа менее 1 м (15, 18)	53	Многолетние травы, однолетние культуры при перезалужении
Торфяно-болотные почвы с мощностью торфа более 1 м (19)	73	Многолетние травы, озимая рожь, ячмень, однолетние травы с посевом райграса однолетнего

Однако результаты третьего тура бонитировки во многом устарели из-за больших изменений в свойствах почв и трансформации земельных угодий. Кроме того, во всех турах бонитировки качество земель оценивалось на межхозяйственном уровне. В 1998 г. в РУП «Институт почвоведения и агрохимии» НАН Беларуси (Н.И. Смян и др.) разработали методику для внутрихозяйственной оценки почв каждого рабочего участка, выраженную в баллах по отношению к возделыванию на них 17 сельскохозяйственных культур и их групп (озимая пшеница, озимая рожь, рапс, ячмень, яровая пшеница, овес, кормовой люпин, горох, вика, пелюшка, картофель, лен, кукуруза, корнеплоды, люцерна,

клевер, злаковые травы). Авторами предложена балльность для вышеперечисленных культур на основных почвах, преобладающих в структуре почвенного покрова республики. Остальные, менее встречающиеся почвы оценены расчетным путем.

Шкала оценочных баллов разработана для участков почв с оптимальными свойствами. На участке, где свойства отличаются от оптимальных показателей, в средневзвешенный балл вводятся те же поправочные коэффициенты, которые использовались в третьем туре бонитировки (на закустаренность, завалуненность, заболоченность, эродированность, размер контура, степень окультуренности, климатические условия).

Полученные результаты оценки почв по новой методике в виде баллов могут использоваться самостоятельно в практической деятельности хозяйств, районов, областей, и, что очень важно, они могут входить составной частью в комплексную кадастровую оценку каждого рабочего участка.

Результаты бонитировки являются основой для прогноза урожая, планирования и применения удобрений. Для этого используют цену балла почв по урожайности на почве без удобрений и отдельно учитывают прибавку урожая от удобрений в соответствии с нормативами, полученными при обобщении полевых опытов, проведенных научными учреждениями Беларуси.

Возможный урожай ($У_{\text{п}}$, ц/га) определяется по формуле

$$У_{\text{п}} = Б_{\text{п}} + Ц_{\text{б}} + (Д_{\text{НРК}} \cdot О_{\text{НРК}}) + (Д_{\text{о.у}} \cdot О_{\text{о.у}}),$$

где $Б_{\text{п}}$ — балл пашни; $Ц_{\text{б}}$ — цена балла, кг; $Д_{\text{НРК}}$ — доза минеральных удобрений; $О_{\text{НРК}}$ — оплата 1 кг НРК; $Д_{\text{о.у}}$ — доза органических удобрений; $О_{\text{о.у}}$ — оплата 1 т органических удобрений.

Наибольший эффект достигается совместным использованием результатов бонитировки и экономической оценки земель по валовому доходу, общей величине затрат и чистому доходу. Оно выявляет достоинства и недостатки в деятельности отдельных хозяйств. При этом учет экономических факторов проводится путем введения поправочных коэффициентов к единой по качеству пашни или тем же путем построения многофакторной корреляционной зависимости.

Глава 28

ПОЧВЫ МИРА

Каждый континент и каждая страна имеет свою специфику почвенного покрова, обусловленную комплексом факторов почвообразования на территории того или иного широтного почвенно-биоклиматического пояса и почвенно-биоклиматической области.

28.1. Количественные показатели распределения почв мира

Основные направления почвообразования в главных природных поясах Земли заключаются в дифференциации и усложнении почвенных зон под влиянием таких глобальных явлений, как оледенение, горообразование, морские трансгрессии, континентальное обводнение, опустынивание. В то же время на фоне крупнозональных общеземных процессов в образовании почвенного покрова суши имеется общая тенденция: интенсивность выветривания и почвообразования связана с влиянием окружающей среды, что позволяет в пределах каждого биоклиматического пояса констатировать протекание главных почвообразовательных процессов.

В соответствии с этим принципом почвы группируются в *формации* — самый высокий таксономический уровень группировки почв мира. Второй таксономический уровень группировки почв — это *фации*. Они выделяют в составе формаций типы почв, отличающихся влиянием климата, возрастом, почвообразующими породами и общей палеографией страны.

Е.В. Лобова и А.В. Хабаров (1983) выделили 12 формаций и 19 фаций. Они подсчитали площади формаций для равнинных территорий (табл. 28.1).

Таблица 28.1

Площади формаций почв равнинных территорий мира

Почвенно-биоклиматическая формация и дополнительные выделы	Площадь, тыс. км ²	Процент от площади	
		обитаемой суши	всей суши земного шара
1. Криогенные нейтральные и слабокислые насыщенные почвы арктического климата	716,1	0,53	0,48

Окончание табл. 28.1

Почвенно-биоклиматическая формация и дополнительные выделения	Площадь, тыс. км ²	Процент от площади	
		обитаемой суши	всей суши земного шара
2. Криогенные слабокислые почвы субарктического климата	3945,0	2,90	2,63
3. Кислые сильно промерзающие или мерзлотные почвы бореального холод- ного климата	4777,4	3,52	3,19
4. Кислые и слабокислые почвы боре- ального умеренно холодного климата	12703,9	9,36	8,47
5. Нейтральные и щелочные почвы суббореального умеренно теплого климата	7866,6	5,79	5,25
6. Нейтральные и слабощелочные поч- вы субтропического сухого климата	8177,1	6,04	5,46
7. Ферриаллитные кислые, реже ней- тральные почвы влажного субтропи- ческого климата	5126,0	3,78	3,42
8. Слабокислые и нейтральные почвы сухого тропического климата	11586,2	8,52	7,74
9. Аллитные и ферраллитные кислые почвы влажного тропического климата	23741,4	17,48	15,83
10. Карбонатные засоленные пустынь- ные почвы	9316,5	6,86	6,22
11. Вулканические, относительно мо- лодые почвы	722,5	0,53	0,48
12. Засоленные и щелочные почвы, в основном аридного и полупустынного климата	2404,2	1,77	1,60
13. Древние почвы и коры выветрива- ния разных зон	355,1	0,26	0,23
14. Щебнистые, скелетные почвы	3179,4	2,33	2,11
15. Пески разных зон	7041,5	5,20	4,71
16. Пойменные аллювиальные почвы всех зон	37,08	2,73	2,48
<i>Всего</i>	101695,98	77,60	70,30

Например, формация кислых и слабокислых почв бореального умеренного климата образуется при выветривании средней интенсивности, среди почв преобладают подзолистые. В ней выделены две фации: 1) океанического и субокеанического климата с подзолистыми, дерново-подзолистыми и бурыми лесными почвами; 2) субконтинентального климата с подзолами, подзолистыми и серыми лесными почвами. Чернозёмы, каштановые и бурые полупустынные почвы составляют пятую формацию.

Из общей площади материков с островами (149 888 тыс. км²) на долю почв равнинных территорий приходится 70,3%, или 105 367,8 тыс. км². Площади почв горных территорий различных зон составляют 26 718,9 тыс. км², или 17,83% суши земного шара.

28.2. Земельные ресурсы мира

Основой для учета земельных ресурсов служат почвенные карты и карты использования земель. Количество почв мира и материков подсчитано благодаря выходу в свет почвенной карты мира в 1975 г. (табл. 28.2, 28.3). На ней доля почв равнинных территорий (без Антарктиды) составляет 72,6% общей площади материков и островов.

Таблица 28.2

Площади равнинных территорий мира (Е.В. Лобова, А.В. Хабаров, 1983)

№ п/п	Почвы	Площадь, тыс. км ²
1	Арктические	716,1
2	Арктотундровые	959,3
3	Тундровые	2567,8
4	Таёжные	3402,3
5	Подзолистые	9169,3
6	Серые лесные	1255,5
7	Бурые лесные	2503,5
8	Чернозёмы	3142,9
9	Каштановые	3687,6
10	Бурые полупустынные	1468,1
11	Бурые полупустынные субтропические	1224,0
12	Пустынные	3742,2
13	Красные средиземноморские	643,0

Окончание табл. 28.2

№ п/п	Почвы	Площадь, тыс. км ²
14	Бурые и черные тропические	4970,6
15	Черные и коричневые субтропические	3270,2
16	Серозёмы	2275,6
17	Ферраллитные	14518,3
18	Желтые и красно-бурые тропические	14304,8
19	Железистые субтропические	741,0
20	Краснозёмы	2420,6
21	Неразвитые почвы	3494,7
22	Пески	7041,5
23	Аллювиальные	3708,9
24	Засоленные	2404,2
25	Болотные	3923,0
26	Луговые	1016,8
27	Прочие (планосоли, андосоли и др.)	6853,1

Таблица 28.3

Площади почв горных территорий мира (Е.В. Лобова, А.В. Хабаров, 1983)

Почвы	Площадь, тыс. км ²	Процент от площади	
		обитаемой суши	всей суши земного шара
Альпийские, субальпийские и таёжные подзолистые	9282,3	6,84	6,20
Серые и бурые лесные	3946,0	2,91	2,64
Степные	1214,5	0,90	0,81
Пустынные	783,3	0,57	0,52
Коричневые и серозёмы	3152,6	2,33	2,11
Желтозёмы и краснозёмы	1149,5	0,84	0,76
Тропические (ферраллитные)	2638,5	1,94	1,75
Высокогорные	2933,4	2,16	1,96
Неразвитые	1618,8	1,20	1,08
<i>Всего</i>	26718,9	19,69	17,83

Перспективы использования почв в разных зонах неоднозначны. Большие площади занимают полярные, субарктические и бореальные холодные области, где находятся сильно промерзающие и мерзлотные почвы и где для земледелия можно использовать дерново-подзолистые и серые лесные почвы южной тайги.

В суббореальном поясе большинство почв уже освоено. Интенсивно используются почвы влажных субтропиков.

В аридных областях мира имеются территории, которые можно использовать при орошении. На долю аридных почв приходится 35,9% площади всех континентов, в Евразии — 34%. Из них почвы пустынь занимают соответственно 7,3% и 6,0% площади. Часть их может использоваться как пастбища, а при орошении даже под хлопчатник и другие требовательные культуры.

Особенности использования аридных бурых полупустынных, светло-каштановых почв в комплексе с солонцами, каштановых, южных чернозёмов, серозёмов и других типов почв отмечены в третьем разделе пособия.

В настоящее время на долю пахотных земель приходится 1,5 млрд га, или 11,3% земельного фонда, с колебаниями по континентам от 4 до 18%. Наибольший коэффициент земледельческого использования (КЗИ) отмечен для равнинных территорий Европы (30%), которые обрабатываются в 4 раза интенсивнее, чем горные, а равнины Северной Америки в 2 раза интенсивнее, чем горные. Горные почвы Африки имеют КЗИ в 2 раза больше, чем равнинные.

Сиаллитные почвы (бурые и серые лесные дерново-подзолистые), занимающие около 10% мирового земледельческого фонда, имеют среднемировой КЗИ 14,5%; в Европе КЗИ этих почв — 24%, в Австралии — 6%.

Среднемировой КЗИ для чернозёмов, лугово-чернозёмных и чернозёмовидных почв около 50%, интенсивнее они используются в Северной Америке (КЗИ около 70%).

Среднемировой КЗИ для засоленных почв составляет около 5%, для Евразии — 6,2%, для серозёмов Евразии — 19%. Интенсивно используются феррисиаллитные почвы, на долю которых приходится 13% земельного фонда мира. Среди них выделяются коричневые почвы (КЗИ в Евразии — 55%, в Австралии — 54, в Северной Америке — 38%) и желтозёмы.

Среднемировой КЗИ для ферраллитных почв влажного тропического климата равен около 5%, в том числе для Евразии и Северной Америки КЗИ — около 25%, в Африке, Южной Америке и Австралии

эти почвы почти не используются. Все данные приведены по подсчетам Н.Н. Розова и М.Н. Строгановой (1979). По их оценке, а также по данным Б.Г. Розанова (1977), площадь земледелия в мире может быть доведена до 2,7...2,9 млрд га, т.е. возможен прирост пашни в 1 млрд га за счет тропических почв (400 млн га), повышения КЗИ для ферраллитных почв до 20%, красно-бурых саванных — до 30, серо-коричневых — до 40, коричневых — до 60, серозёмов Африки — до 25, лугово-серозёмных — до 50%. Резервами для расширения земледелия могут служить серые и бурые лесные почвы, для которых КЗИ возможно довести до 40%, и дерново-подзолистые с псевдоподзолистыми лессивированными почвами (КЗИ до 25%).

Важнейшим объектом землепользования являются пастбища, площадь которых на земном шаре составляет около 30 млн км² (Б.Г. Розанов, 1984). Около 16 млн км² их расположено на территории СНГ, Китая, США, Аргентины, Монголии и Бразилии. Почти на всех пастбищах мира наблюдается перевыпас, следствием которого является распыление, засоление, опустынивание почв. В тундрах особенно вреден зимний перевыпас, который приводит к чрезмерному таянию и оседанию почв, развитию термокарста, появлению оврагов.

Главными мероприятиями на пастбищах являются пастбищеобороты и максимальное сокращение выпаса и выбивания грунтов.

Современный уровень развития науки и техники позволяет успешно использовать уже освоенные и освоить малопригодные в настоящее время для сельскохозяйственного производства почвы, что, естественно, требует значительных капиталовложений на основе разработки рациональной, экологически и экономически обоснованной структуры землепользования обширного региона или отдельного землевладения.

Рекомендуемая литература

1. Агропочвоведение / под ред. В.Д. Мухи. М.: Колос, 1984. 528 с.
2. *Александрова, Л.Н.* Органическое вещество почвы и процессы его трансформации / Л.Н. Александрова. Л.: Наука, 1980. 287 с.
3. Атлас почв СССР. М.: Колос, 1974. 168 с.
4. *Афанасьев, Я.Н.* Генезис, проблемы, классификации и плодородие почв: избр. труды / Я.Н. Афанасьев. Минск: Белорусский республиканский фонд фундаментальных исследований, 1997. 120 с.
5. *Вернадский, В.И.* Биосфера и неосфера / В.И. Вернадский // Избр. соч. М.: Айрис-Пресс, 2003. Т. 5. 576 с.
6. *Виленский, Д.Г.* География почв / Д.Г. Виленский. М.: Высш. шк., 1962. 334 с.
7. *Вильямс, В.Р.* Почвоведение. Земледелие с основами почвоведения / В.Р. Вильямс. М.: Сельхозгиз, 1951. 576 с.
8. *Возбуцкая, А.Е.* Химия почвы / А.Е. Возбуцкая. М.: Высш. шк., 1968. 381 с.
9. *Воронин, А.Д.* Основы физики почвы / А.Д. Воронин. М.: МГУ, 1986. 244 с.
10. *Гаркуша, И.Ф.* Окультуривание почв как современный этап почвообразования / И.Ф. Гаркуша. Горки: Изд-во БГСХА, 1958. 202 с.
11. *Ганжара, Н.Ф.* Почвоведение / Н.Ф. Ганжара. М.: Агроконсалт, 2001. 392 с.
12. *Геаграфія глебаў з асновамі глебазнаўства* / пад рэд. В.С. Аношкі. Мінск : Выд-ва БДУ, 2000. 329 с.
13. *Гедройц, К.К.* Избранные сочинения: в 3 т. / К.К. Гедройц. М.: Сельхозгиз, 1955. 569 с.
14. *Горбунов, Н.И.* Минералогия и физическая химия почв / Н.И. Горбунов. Минск: Наука, 1978. 293.
15. *Докучаев, В.В.* Избранные сочинения: в 3 т. / В.В. Докучаев. М.: Сельхозгиз, 1949. 624 с.
16. *Добровольский, Г.В.* География почв / Г.В. Добровольский, И.С. Урусевская. М.: Изд-во МГУ, 2006. 459 с.
17. *Жилко, В.В.* Водная и ветровая эрозия / В.В. Жилко. Минск: Ураджай, 1986. 64 с.
18. *Захаров, П.С.* Эрозия почв и меры борьбы с ней / П.С. Захаров. М.: Колос, 1971. 136 с.
19. *Качинский, Н.А.* Физика почв: в 2 ч. / Н.А. Качинский. М.: Высш. шк., 1965. 191 с.
20. *Кирюшин, В.И.* Экологические основы земледелия / В.И. Кирюшин. М.: Колос, 1996. 366 с.
21. Классификация и диагностика почв России / Л.Л. Шишов, В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева, М.И. Герасимова. Смоленск: Ойкумене, 2004. 362 с.
22. Классификация, диагностика и систематический список почв Беларуси / Н.И. Смян, Г.С. Цыtron. Минск: РУП БНИВНФХ в АПК, 2007. 220 с.
23. *Костычев, П.А.* Избранные произведения / П.А. Костычев. Л.: АН СССР, 1951. 668 с.
24. *Крупеников, И.А.* История почвоведения / И.А. Крупеников. М.: Наука, 1981. 327 с.
25. *Кулаковская, Т.Н.* Почвенно-агрохимические основы получения высоких урожаев / Т.Н. Кулаковская. Минск: Ураджай, 1978. 272 с.

26. *Лобова, Е.В.* Природа мира. Почвы / Е.В. Лобова, А.В. Хабаров. М.: Мысль, 1983. 303 с.
27. *Лупинович, И.С.* Торфяно-болотные почвы БССР и их плодородие / И.С. Лупинович, Т.Ф. Голуб. Минск: АН БССР, 1958. 316 с.
28. *Махнач, А.А.* Введение в геологию Беларуси / А.А. Махнач. Минск, 2004. 198 с.
29. Микроэлементы в почвах СССР / под ред. В.А. Ковды, Н.Г. Зырина. М.: Изд-во МГУ, 1981. 262 с.
30. *Мишустин, Е.Н.* Микробиология / Е.Н. Мишустин, В.Т. Емцев. М.: Колос, 1987. 365 с.
31. Нацыянальны атлас Беларусі / пад рэд. М.У. Мясніковіча, Г.І. Кузняцова [і інш.]; Камітэт па зямельных рэсурсах, геадэзіі і картаграфіі пры Савецкім Міністраў РБ. Мінск, 2002. 292 с.
32. *Орлов, Д.С.* Химия почв / Д.С. Орлов. М.: Высш. шк., 2005. 558 с.
33. Оптимальные параметры плодородия почв БССР / под ред. Т.Н. Кулаковской. М.: Колос, 1984. 271 с.
34. Полевые исследования и картографирование почв БССР / под ред. Н.И. Смеяна. Минск: Ураджай, 1990. 210 с.
35. *Пономарева, В.В.* Теория подзолообразовательного процесса / В.В. Пономарева. М.; Л.: Наука, 1964. 388 с.
36. Почвоведение / под ред. В.А. Ковда, Б.Г. Розанова. М.: Высш. шк., 1988. Ч. 1. 400 с. Ч. 2. 368 с.
37. Почвоведение / под ред. И.С. Кауричева. М.: Агропромиздат, 1989. 719 с.
38. Почвоведение с основами геологии / под ред. В.П. Ковриго. М.: Колос, 2008. 439 с.
39. Почвы Беларуси / под ред. А.И. Горбылевой. Минск: ИВЦ Минфина, 2007. 183 с.
40. Почвы Белорусской ССР / под ред. Т.Н. Кулаковской, П.П. Рогового, Н.И. Смеяна. Минск: Ураджай, 1974. 328 с.
41. *Роговой, П.П.* Водный режим почвогрунтов на территории Белоруссии / П.П. Роговой. Минск: Наука и техника, 1972. 332 с.
42. *Роде, А.А.* Основы учения о почвенной влаге: в 2 т. / А.А. Роде. М.: Гидрометеиздат, 1965–1969. 661 с.
43. *Розанов, Б.Г.* Морфология почв / Б.Г. Розанов. М.: МГУ, 1983. 320 с.
44. *Смеян, Н.И.* Почва и структура посевных площадей / Н.И. Смеян. Минск: Ураджай, 1990. 150 с.
45. *Толстой, М.П.* Геология с основами минералогии / М.П. Толстой. М.: Агропромиздат, 1991. 397 с.
46. *Фридланд, В.М.* Структура почвенного покрова / В.М. Фридланд. М.: Мысль, 1989. 235 с.
47. *Цытрон, Г.С.* Антропогенно-преобразованные почвы Беларуси / Г.С. Цытрон. Минск, 2004. 124 с.
48. *Черемисинов, Г.А.* Эродированные почвы и продуктивное использование / Г.А. Черемисинов. М.: Колос, 1968. 136 с.



Российская
Федерация

ISBN 978-5-16-005677-7



9 785160 056777



Республика
Беларусь

ISBN 978-985-475-495-6



9 789854 754956