

М.И.ГЕРАСИМОВА

ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ РОССИИ



М.И.ГЕРАСИМОВА

ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ РОССИИ

Рекомендовано
Министерством образования
Российской Федерации
в качестве учебника для студентов
высших учебных заведений,
обучающихся по географическим
специальностям



Издательство Московского университета
2007

УДК 631.4
ББК 40.3
Г37

Рецензенты:

доктор географических наук **И.И. Лебедева**,
член-корреспондент РАН **С.А. Шоба**

Герасимова М.И.

Г37 География почв России: Учебник. — 2-е изд., перераб.
и доп. — М.: Изд-во МГУ, 2007. — 312 с., ил.
ISBN 978-5-211-05401-1

Учебник «География почв России» является переработанным в соответствии с новыми материалами и идеями вариантом книги 1987 г. «География почв СССР». Он содержит региональную характеристику почвенного покрова России, основанную на рассмотрении географии почвообразующих процессов на фоне кратких сведений о физико-географических особенностях крупных регионов. В первой части книги излагаются основные теории географии почв и дается обзор мелкомасштабных почвенных карт. Во второй части затрагиваются вопросы генезиса и эволюции почв, характерных для конкретных территорий, обсуждаются антропогенные изменения почв и некоторые аспекты классификации почв. Таким образом, учебник отражает современные представления о составе почвенного покрова России, причинах его формирования и факторах, определяющих его дифференциацию.

Для студентов и аспирантов — географов, почвоведов, специалистов в области охраны окружающей среды, лесного и сельского хозяйства.

УДК 631.4
ББК 40.3

ISBN 978-5-211-05401-1

© Издательство Московского
университета, 2007

ВВЕДЕНИЕ

Учебник «География почв России» представляет собой переработанный вариант учебного пособия «География почв СССР», опубликованного в 1987 г. Он служит основой лекционного курса о почвенном покрове страны в системе географического образования и рассчитан на студентов, уже знакомых с основами почвоведения и региональной физической географией. Как показал опыт, студенты и аспиранты биологических и сельскохозяйственных учебных заведений широко пользовались первым вариантом книги. Данный учебник отличается от первого издания прежде всего объектом описания (почвенный покров России, а не СССР) и более детальным почвенно-географическим анализом почвенного покрова крупных регионов. За прошедшие почти 20 лет со времени написания первой книги в географии почв и связанных с ней областях почвоведения — генезисе, классификации и картографии почв — не только накопилась новая информация о конкретных почвах, но и произошло несколько важных событий.

Прежде всего были опубликованы две обзорные почвенные карты: Почвенная карта РСФСР масштаба 1:2,5 млн (1988) и Почвенная карта России и сопредельных государств масштаба 1:4 млн (1995). Обе карты очень близки в концептуальном отношении, и показанные на них ареалы почв явились основой характеристики почвенного покрова России в данной книге. В качестве дополнения к первой карте Почвенным институтом им. В.В. Докучаева была издана монография «Почвенный покров и земельные ресурсы Российской Федерации» (2001), которая рассматривается ее авторами как объяснительная записка к карте. Ряд сведений из этой монографии был включен в данный учебник. Вторая карта входит в серию «Карты для высшей школы», изданную Московским университетом, и широко используется в учебных курсах по почвоведению и физической географии. Именно эта карта служит базой при изложении в учебнике главных закономерностей строения почвенного покрова.

За прошедшие годы произошли изменения в области классификации почв. В 1997 г. Почвенным институтом им. В.В. Докучаева была опубликована новая «Классификация почв России», принципы которой значительно отличаются от принципов прежних классификационных систем¹. В результате почвоведными пересматриваются некоторые почвенно-генетические и почвенно-географические представления, вследствие чего изменяются названия почв и границы их ареалов. Поскольку новая классификация находится еще в стадии доработки, мы не сочли возможным полностью отказаться от старой системы и в данной книге используем отдельные новые элементы. Так, традиционные названия почв, приводимые в литературе и на почвенных картах, дополняются синонимами из новой классификационной системы. В то же время влияние новой классификации на изложение материала в учебном пособии проявляется в большем внимании к генетическим горизонтам почвенного профиля как зримому результату взаимодействия факторов почвообразования. Изменения факторов в географическом пространстве отражаются свойствами горизонтов и спектрами формирующих их процессов.

Приоритет горизонтов при разделении почв принят и в зарубежных почвенных классификациях. В конце 90-х гг. XX в. был опубликован близкий к окончательному вариант международной классификации почв — WRB (World Reference Base for soil resources). Ее некоторые элементы включены в учебник, поскольку на современном этапе развития образования в России нам представляется полезным расширить знания студентов о соотношении отечественных и зарубежных идей в области географии и классификации почв.

Основная методология книги — географо-генетический анализ почвенного покрова — не претерпела изменений по сравнению с предыдущим изданием. Как показали время и опыт, принятый способ характеристики почвенного покрова обширных территорий легко воспринимается студентами и обеспечивает понимание ими главных особенностей почвообразования и закономерностей строения почвенного покрова страны.

Напомним, что систематическое описание почвенного покрова отдельных территорий России основано на рассмотрении географии почвообразующих процессов. Сочетание процессов определяет формирование в данных конкретных условиях почвенных тел с определенными генетическими горизонтами. Следовательно, одно из базовых положений генетического почвоведения «факторы почвообразования → почвенные процессы → свойства

¹ В 2004 г. вышло дополненное и исправленное издание этой книги под названием «Классификация и диагностика почв России».

почв» реализуется в данной книге в региональных чертах почв и почвенного покрова. Другими словами, содержание книги — причины формирования, состав почвенного покрова и факторы его дифференциации. Такой подход определяет «нежесткую» привязку к схемам территориального районирования — почвенно-географического, физико-географического — соответственно к зонам или странам. Характеристика почвенного покрова, как и в первом издании, дана по почвенно-географическим областям, выделенным М.А. Глазовской в разработанной ею системе пространственной организации почвенного покрова Земли.

Как и в предыдущем издании, основное внимание уделено природным почвам. Антропогенные воздействия на почвы и почвенный покров обсуждаются очень кратко, и преимущественно в тех случаях, когда они сильно выражены или отчетливо проявляются на большой площади. Введение этого ограничения имеет целью подчеркнуть в изложении природные закономерности, которым в конечном итоге подчиняются и многие антропогенные модификации почвообразования.

Учебник состоит из двух частей, включающих 11 глав. В первой части дано краткое изложение основных законов географии почв и охарактеризованы обзорные почвенные карты СССР–России, отражающие историю изучения почвенного покрова. Во второй части излагаются сведения о почвах и почвенном покрове в связи с факторами их формирования по отдельным областям.

Автор выражает искреннюю благодарность рецензентам книги А.Н. Геннадиеву, И.И. Лебедевой и С.А. Шобе за ценные замечания и советы. По отдельным главам были высказаны конструктивные пожелания И.А. Авессаломовой и И.П. Гавриловой, за что автор им глубоко признателен. Я благодарю коллектив кафедры геохимии ландшафтов и географии почв географического факультета МГУ, ее заведующего Н.С. Касимова за постоянную поддержку при написании книги и Д.Л. Голованова, с которым в ходе студенческих практик по Европейской России обсуждались многие вопросы географии почв.

Особую благодарность хочется выразить коллегам и друзьям за предоставленные фотографии и слайды по некоторым регионам: Н.И. Белоусовой (Средняя Сибирь, Саяны), С.В. Губину (Колымские тундры), И.Л. Гольдфарбу (Камчатка), И.Д. Сукачевой (Таймыр, Северная Якутия), студентам А. Чудаковой и М. Мартыновой (Алтай).

ЧАСТЬ I



ОБЩИЕ ЗАКОНЫ ГЕОГРАФИИ ПОЧВ И ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА РОССИИ

Глава 1

О ЗАКОНАХ И ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ГЕОГРАФИИ ПОЧВ

Распространение почв на земном шаре зависит от многих причин и следует определенным закономерностям, выявление которых и составляет существо географии почв. Отношение к самым общим закономерностям изменялось на протяжении XX в.: от уверенности в их абсолютной универсальности до почти полного отрицания, от попыток построения иерархической системы законов до признания одной или двух закономерностей пространственной организации почвенного покрова. В России, и тем более в СССР, огромное разнообразие природных условий и почв создавало широкие возможности для выявления закономерностей строения почвенного покрова, как самых общих, так и локальных.

Необходимость составления почвенных карт при ограниченности фактических сведений о почвах заставляла почвоведов активно искать связи между почвами и факторами почвообразования. Увлечение поиском общих закономерностей географии почв приходится на середину века, когда накопился значительный объем почвенно-генетической информации и сформировались разные системы взглядов. К концу XX в. сложилась более или менее единая точка зрения об устройстве почвенного покрова суши, разделяемая большинством почвоведов в России. Наиболее полно и объективно она изложена в учебнике Г.В. Добровольского и И.С. Урусевской (1984, 2003), представлена на картах районирования, выполненных этими же авторами, и служит основой при составлении обзорных и мелкомасштабных карт, почвенных и производных от них, а также при проведении различных почвенных исследований.

Наряду с концепциями организации почвенного покрова обширных пространств в географии почв широко используется теория структуры почвенного покрова, обращенная к локальным

проблемам. Связь между этими двумя областями географии почв представлена схемой уровней организации почвенного покрова В.М. Фридланда (рис. 1.1), которая отражает единую систему соподчиненных территориальных почвенных единиц. Уровни пространственной организации почвенного покрова (от мегауровней,

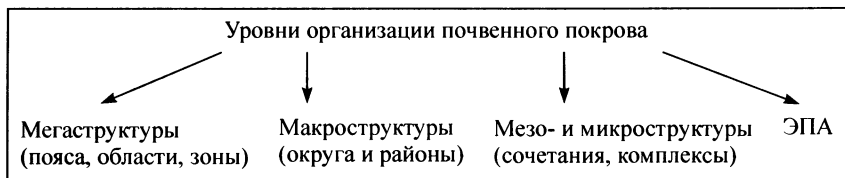


Рис. 1.1. Группы уровней организации почвенного покрова (по Фридланду, 1977)

например географического пояса, до микроуровней — разных почв на разных элементах микрорельефа) рассматриваются как единая система. Этот подход аналогичен восприятию объектов почвенных исследований как звеньев в цепи природных явлений: от педосферы планеты до зерна минерала в почвенном агрегате (рис. 1.2).

В отечественной географии почв принято разделять **главные, глобальные законы**, определяющие характер мегаструктур и макроструктур почвенного покрова, и более **частные, топографические закономерности**, включающие учение о структуре почвенного покрова и топографических рядах почв — мезо- и микроструктурах. Кроме рельефа в пространственном распределении почв на уровне мезоструктур (реже — макроструктур) важ-



Рис. 1.2. Иерархия объектов почвенных исследований (Возможности современных и будущих фундаментальных исследований в почвоведении. М., 2000)

ную роль играют материнские породы. Существуют и иные представления о главных закономерностях организации почвенного покрова мира. Например, В.А. Ковда отдает предпочтение истории развития обширных территорий и глобальному геохимическому балансу вещества как причинам, определяющим строение почвенного покрова на самом высоком уровне его организации.

1.1. ГЛАВНЫЕ ЗАКОНЫ ГЕОГРАФИИ ПОЧВ

К главным законам географии почв, регулирующим формирование и характер мегаструктур почвенного покрова, относятся законы горизонтальной зональности и фациальности (законы первого порядка) и вертикальной зональности (второго порядка) (Герасимов, 1976¹; Добровольский, Урусевская, 1984, 2004).

1.1.1. Закон горизонтальной зональности

Открытие закона и факторы зональности. Открытие В.В. Докучаевым в начале XX в. закона зональности вывело науку о почвах из области случайных наблюдений, догадок и агрогеологических теорий в первые ряды естественных наук со своим объектом исследования и своими законами.

Среди главных законов зарождающегося почвоведения был закон о связи почв с факторами почвообразования. Следовательно, поскольку «...все важнейшие почвообразователи располагаются на земной поверхности в виде *поясов* или *зон*, вытянутых более или менее параллельно широтам, то неизбежно, что и *почвы* — наши черноземы, подзолы и пр. — должны располагаться по земной поверхности *зонально*, в строжайшей зависимости от климата, растительности и пр.» (Докучаев, 1949. С. 487).

Закон зональности в понимании ученых начала XX в. заключается в закономерном распространении почв на земном шаре: в виде горизонтальных, или широтных, зон на равнинах, «разноцветными лентами опоясывающих земной шар», и вертикальных почвенных зон в горах. Количество известных В.В. Докучаеву почв и соответственно зон было невелико: тундровая, таежная, черноземная, аэральная, красноземная, или латеритная. Блестящая форма изложения, очарование личности Докучаева способствовали признанию закона зональности в качестве если не един-

¹ Статьи «Мировая почвенная карта и общие законы географии почв» (1945); «О типах почв горных стран и вертикальной почвенной зональности» (1958).

ственного, то универсального для многих природных объектов. Приведем несколько примеров.

В.В. Докучаев и его ближайший ученик Н.М. Сибирцев разрабатывали системы почвенных классификаций (1900, 1914) с разделением почв на зональные (нормальные) и незональные (анормальные). Последние включали, по Н.М. Сибирцеву, интразональные (встречающиеся в особых условиях в пределах нескольких зон) и азональные («секущие» любые зоны). Г.Н. Высоцкий, почвовед-гидролог, увлеченный идеями зональности, в своей классификации почв 1906 г. разделил интразональные почвы на абсолютно интразональные и интразональные, становящиеся зональными в соседних зонах.

Глубоким убеждением в том, что зональность должна обязательно регулировать распределение почв в пространстве, проникнуты почвенно-географические построения Я.Н. Афанасьева (1922). Все почвы подразделены им на три «орографических отдела»: равнинные, горные и почвы западин. Равнинные почвы подчиняются закону горизонтальной зональности, горные — закону вертикальной зональности, а почвы западин образуют «аналогичные, или параллельные», ряды, т.е. такие же ряды, как в горах от подножия к вершине или на равнине с юга на север. Наличие аналогичных рядов объясняется изменением условий почвообразования в направлении от периферии западины к ее центру, в сторону более гумидных и прохладных, по аналогии с горизонтально-зональной сменой, условий почвообразования. Я.Н. Афанасьев высказал предположение о том, что в пространственном распределении почв как природных тел существует периодичность.

Дальнейшее развитие идей зональности заключалось в установлении приуроченности известных и вновь открываемых почв к зонам и подзонам, т.е. выявлению зональных типов почв, проведении зональных границ, в поиске «биоклиматических» параметров зон.

Например, В.М. Фридландом в статье «К вопросу о факторах зональности» (1959) была рассмотрена реализация принципа зональности с точки зрения вклада в расположение почвенных зон главных составляющих климата — увлажнения и теплового режима. В статье анализировались причины пространственной смены горизонтальных и вертикальных почвенных зон (рис. 1.3). Расположение зон сравнивалось с изолиниями значений коэффициента увлажнения Высоцкого–Иванова и сумм активных температур на уровне континентов. На основании полученных соотношений зональность, как вертикальная, так и горизонтальная, разделялась на зональность с преобладанием термического фактора или фактора увлажнения в зависимости от того, какая из

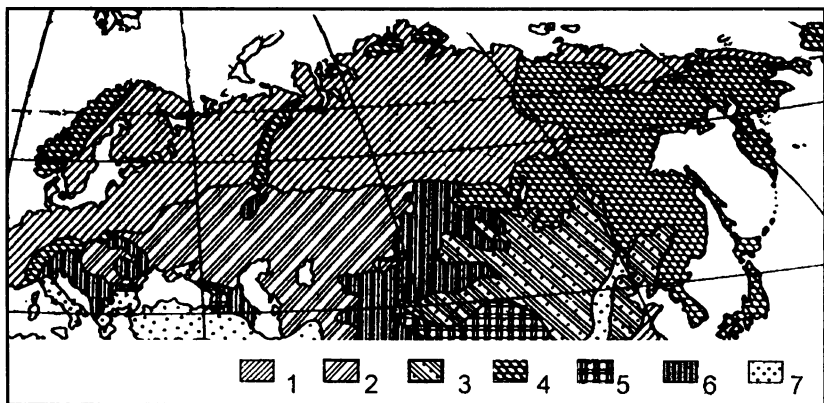


Рис. 1.3. Фрагмент схематической мировой карты факторов зональности (по Фридланду, 1959).

Горизонтальная зональность: 1 — с преобладанием термического фактора в гумидных условиях; 2 — с преобладанием фактора увлажнения и близким направлением градиентов тепла и влаги; 3 — то же, с резким изменением градиентов.

Вертикальная зональность: 4 — с преобладанием термического фактора в гумидных условиях; 5 — то же в экстрааридных условиях; 6 — смешанная; 7 — с преобладанием фактора увлажнения

этих важнейших составляющих климата определяет смену почвенных зон в пределах обширных территорий.

Заметим, однако, что еще в 1920-е гг. С.С. Неуструев высказал мысль о соответствии положения зональных границ распространению материнских пород. Им неоднократно обсуждалось и влияние рельефа на трансформацию зональных закономерностей на примере пустынных почв.

Выделение почвенных зон и подзон основывалось на биоклиматических параметрах, с одной стороны, и почвенно-генетических — с другой. В соответствии с первым подходом предполагалось существование в пределах зоны определенных групп растительных формаций (таежных, тундровых и т.д.), которое тесно связано с величинами среднегодовых сумм биологически активных температур (выше 10°C), а также с характером увлажнения.

В соответствии с почвенно-генетическим аспектом принципа зональности почвенная зона должна была иметь «собственный» почвенный тип, а подзона — подтип. Классическим примером служила таежная зона с типом подзолистых почв и тремя его подтипами — глееподзолистыми, типичными подзолистыми и дерново-подзолистыми, соответствующими северной, средней и южной тайге. Однако именно этот аспект вызвал наиболее острую дискуссию.

Определения зоны и дискуссия о проявлениях зональности.

Эволюция идеи горизонтальной зональности в 60-е гг. XX в., в период ее расцвета, привела к необходимости дать определение почвенной зоны. В 1960 г. Е.Н. Ивановой почвенная зона была определена как *«ареал зонального типа почв и сопутствующих ему интразональных почв»*. Вокруг этого определения разгорелась бурная дискуссия. Противники его справедливо указывали на нарушение логических правил формулировки определения; кроме того, они настаивали на возможности существования не одного, а нескольких зональных типов почв, развитых на разных породах и в условиях разной внутренней дренированности почвенной толщи. В частности, Ю.А. Ливеровский приводил примеры одновременного существования на плакорах западносибирской таежной зоны суглинистых подзолистых и элювиально-глеевых почв со слабо дифференцированным профилем, названных глееземами, позднее — светлоземами. Следовательно, в пределах почвенной зоны возможны несколько зональных типов почв и связанных с ними интразональных, т.е. подчиненных, почв в западинах и других «нетипичных» формах рельефа. Это представление соответствует положению С.С. Неуструева о зональных типах почвенных сочетаний. Именно таким было определение почвенной зоны, данное Ю.А. Ливеровским в 1964 г.: *«ареал определенного типа почвенных сочетаний, в состав которых наряду с одним или несколькими типами плакорных почв входят также типы почв, развивающиеся в интразональных условиях»*¹.

Определение И.А. Соколова (1968) мало отличается по существу от вышеприведенного, однако им были предложены значительные терминологические уточнения. Поскольку термин «зональные почвы» не мог быть использован по правилам логики, а термин «плакорные почвы» понимался неоднозначно, он был заменен термином «автономные почвы». В результате почвенная зона по И.А. Соколову — это *«ареал определенного зонального спектра автономных и подчиненных почв. Характеризуется максимально полным спектром автономных и максимально полным спектром подчиненных почв»*². Приблизительно в те же годы И.А. Соколовым были введены широко используемые сейчас термины для почв, различающихся степенью увлажнения: «ксероморфные», «мезоморфные» и «гидроморфные».

¹ Ливеровский Ю.А. Основные почвенно-географические понятия // Почв.-геогр. и ландша.-геохимич.исслед. М., 1964. С. 14.

² Соколов И.А. О понятиях «зональный почвенный тип» и «почвенная зона» // Лес и почва. Тр. конф. Красноярск, 1968. С. 22.

Определение почвенной зоны В.М. Фридланда 1976 г. сохраняет идею климатической обусловленности зон и имеет классификационную строгость: *«Обширный, обычно вытянутый и связанный в своем формировании с климатическими условиями ареал почвенных комбинаций, в пределах которого на одинаковых почвообразующих породах, в сходных условиях рельефа и степени дренированности под естественной растительностью развиты почвы, принадлежащие к одним и тем же типам»*. Первая часть определения обращена к пониманию географических зон Л.С. Бергом, вторая, почвенная, учитывает факторы рельефа и пород и по сравнению с вышеприведенными формулировками наиболее четко представляет почвы (Фридланд, 1986. С. 75).

В середине XX в. дискуссионными были не только определения почвенно-географических понятий, но и само *существование зональных закономерностей в пространстве*. В широком понимании зональность считалась универсальным законом для разных компонентов природы, и зональные категории использовались и используются в физической географии, биогеографии и многих естественных науках. Зональность отчетливо проявляется в пространственном распределении растительных сообществ, в объеме и химизме биологического круговорота в биогеоценозах, геохимической миграции и аккумуляции элементов, направленности и масштабах гипергенных процессов, свойствах поверхностных вод и т.д.

Мнению об универсальности зональной концепции противостояли взгляды о господстве в географии почв закономерностей, зависящих не столько от внешних причин, сколько от свойств самих почв. Так, в работе, посвященной анализу почвенно-географических закономерностей, И.А. Соколов и В.О. Таргульян (1977) рассматривают горизонтальную зональность как один из возможных (но не главных) способов реализации в пространстве взаимоотношений между почвами и разными факторами-почвообразователями. Зональный рисунок на больших пространствах создают почвы, распространение которых зависит от различий в климате, и это обычно происходит на обширных суглинистых равнинах.

Распределение некоторых почв на земной поверхности может определяться мозаикой пород, что впоследствии было названо литогенной матричностью или особенностями макро(мега)-рельефа. Поскольку ареалы наиболее сильно зависимых от климата почв («климасенсорных») образуют на равнинах полосы, или «разноцветные ленты» В.В. Докучаева, И.А. Соколов и В.О. Таргульян (1977) назвали их «климамегастриями», а зональность соответственно «климамегастриальностью».

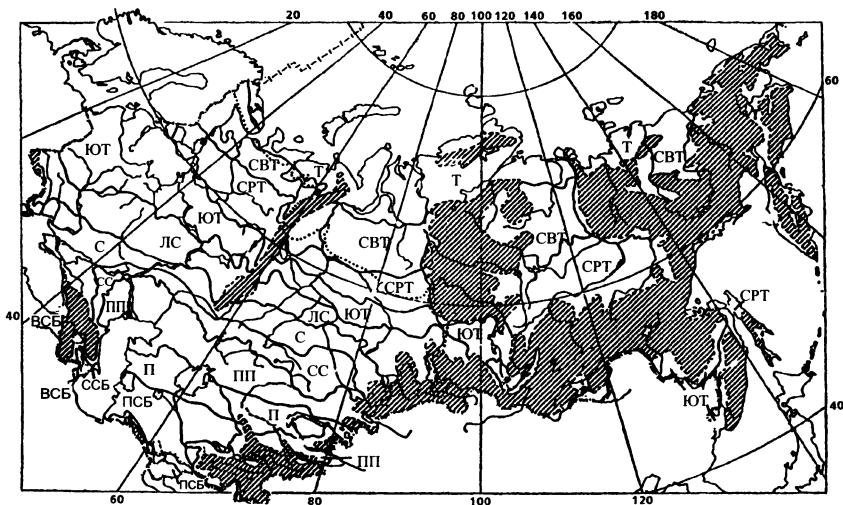


Рис. 1.4. Карта почвенных зон и подзон (Атлас СССР, 1984):

т — тундра; свт — северная тайга; срт — средняя тайга; ют — южная тайга; лс — лесостепь; с — степь; сс — сухая степь; пп — полупустыня; п — пустыня; псб — полупустынные субтропики; ссб — сухие субтропики; всб — влажные субтропики; заштрихованные участки соответствуют горным территориям; точками показана южная граница распространения вечной мерзлоты

Современная концепция горизонтальной зональности, принимаемая большинством почвоведов и географов, заключается в следующем. Выделено значительно больше зон и подзон, чем в первоначальной схеме Докучаева–Сибирцева (рис. 1.4); введено понятие о спектрах зон, различных в приокеанических и континентальных частях материков¹. В последнем случае зональные спектры более сложны и разнообразны. Географы объединили зоны в географические пояса: арктический, бореальный, суббореальный, субтропический, тропический, субэкваториальный, экваториальный (Лукашова, 1960, 1966; Физическая география материков и океанов, 1988) — и представили их теоретическое расположение на «идеальном», или «гипотетическом», материке, предложенном в середине XIX в. В. Кеппенем и совершенствованном по сей день.

Зональная концепция является основой мелкомасштабных ландшафтных карт, например карты «Географические пояса и зоны суши Земли» масштаба 1:15 000 000 (1:15 М)² в серии «Карты для высшей школы».

¹ Географы называют их секторами.

² Такое написание масштаба, широко используемое в зарубежной литературе, принято для удобства в этой книге.

1.1.2. Закон вертикальной зональности

Работая много лет на Кавказе, С.А. Захаров, ученик В.В. Докучаева и крупный знаток горных почв, пришел к выводу, что система вертикальных почвенных зон не так проста, как предполагалось ранее, и не аналогична полностью системе горизонтальных почвенных зон. Ему пришлось усложнить схему вертикальной почвенной зональности введением ряда новых понятий о взаимном расположении зон. Таковы термины «миграция», «инверсия», «интерференция» зон; они связываются с изменением обычного соотношения факторов или сильным воздействием одного фактора. Впоследствии в географии почв сохранилось только одно из предложенных для горных стран понятий — «инверсия зон»¹. Тем не менее возникшие сомнения и дальнейшие разработки были не напрасны, так как в сочетании с другими подходами привели к созданию системы понятий по географии почв горных стран и иерархии законов географии почв.

Вертикальная почвенная зональность проявляется в виде *разнотипичной структуры вертикальных почвенных зон* (Герасимов, 1948) или *типов поясности* (Розов, 1954). Сложность вертикальных спектров почвенных (под)зон, их состав и конфигурация определяются высотой и положением горного массива в системе горизонтальных зон и фаций. Н.Н. Розовым была составлена схема типов структуры вертикальной зональности для океанических и континентальных территорий, в которой типологические названия спектров почвенных зон выглядели следующим образом: тундрово-подзолистый тип (континентального сектора бореального пояса) включал горно-тундровые почвы, сменявшиеся в нижнем поясе гор горнотаежно-подзолистыми. В умеренно континентальном секторе ксеротермического (теперь суббореального) пояса лугово-буро-черноземный тип включал вертикальные зоны со следующим зональным рядом почв: горно-луговые — горные бурые лесные — горные черноземы.

Применение типологического подхода к анализу вертикальных рядов почв и растительности крупных горных систем СССР позволило В.М. Фридланду (1951) ввести понятие *тип поясности* как определенной совокупности почвенных зон, последовательно сменяющихся с высотой. Было выделено свыше 20 типов поясности, получивших как типологические, так и местные названия, например полярно-тундровый и эльбрусский соответственно.

¹ Обычно это результат климатических инверсий; чаще всего наблюдается в межгорных котловинах горных систем, расположенных в континентальных фациях. Например, инверсионные тундры могут занимать межгорные котловины, оказываясь в высотном ряду ниже тайги.

Они послужили основой почвенно-географического районирования горных систем.

Позднее Ю.А. Ливеровский и Э.А. Корнблум (1960) предложили заменить термин «вертикальная зональность» более общим и емким — «горная зональность», которая разделяется на «гумидную» и «аридную» в связи с экспозицией склонов, а также выделять в качестве особого географического феномена «предгорную зональность» как результат своеобразных синоптических процессов в предгорьях.

1.1.3. Закон фациальности

Закон зональности на огромных континентальных равнинах России проявляется в сочетании с общими закономерностями распространения почв, связанными с «долготными и другими местными изменениями климата»¹, а также с гидрологическими и геоморфологическими условиями. Составляя среднемасштабную почвенную карту Европейской России в начале 20-х гг., Л.И. Прасолов счел необходимым рассматривать в географии почв не только почвенно-климатические зоны, но и провинции по комплексу климатических и литолого-геоморфологических факторов. Примером провинции послужила провинция *приазовских черноземов* в пределах черноземной зоны, по свойствам заметно отличающихся от других черноземов.

Начиная с первых работ о зональных закономерностях распространения почв, т.е. о выделении провинций внутри зон или объединении нескольких зон в фации, в подходах к этой проблеме сочетаются климатические, геолого-геоморфологические и субстантивно-почвенные критерии.

В развитие идей Л.И. Прасолова о почвенных областях Европейской России И.П. Герасимов формулирует в 1933 г. концепцию почвенно-климатических фаций на равнинах СССР и прилегающих стран (рис. 1.5; см.: Герасимов, 1976).

По особенностям климатических режимов и геолого-геоморфологического строения выделено 10 фаций. Режимы отражают континентальность климата и распределение осадков по сезонам. Общими чертами климатических режимов обладают крупные морфоструктурные области. С другой стороны, этим же областям свойственны своеобразные литолого-геоморфологические, геохимические условия и общность тенденций эволюции ландшафтов. Например, Западно-Сибирская фация отличается от Восточно-Европейской фации «с условно нормальными почвами»,

¹ Прасолов Л.И. О черноземе Приазовских степей // Избр. тр. М., 1978. С. 99.

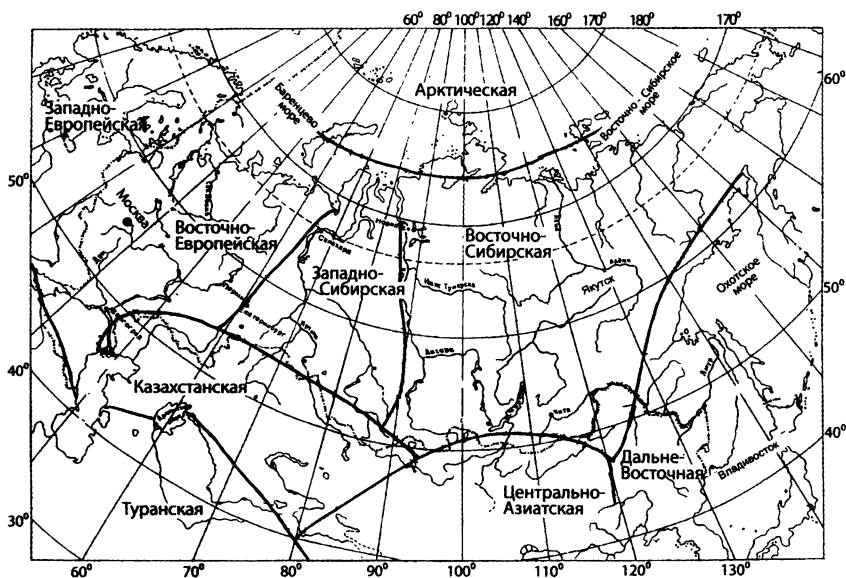


Рис. 1.5. Почвенно-климатические фации равнин СССР и прилежащих стран (по Герасимову, 1933, 1976)

образующими зональный ряд, большей континентальностью климата, смещением зональных границ, высокой заболоченностью в лесной части и осолодением почв в лесостепной и степной. Две последние особенности западносибирских почв являются следствием низкой дренированности в связи с современным рельефом низменности и историей ее геологического развития.

Принципы выделения фаций и сами фации отражают двойственность понятия фациальности как закономерности одновременно климатической и литолого-геоморфологической. Более того, в развитии идеи фациальности климатическая составляющая была ориентирована на свойства почв. Развивая представления Л.И. Прасолова, сложившиеся у него при изучении приазовских черноземов, почвоведы находили региональные черты в свойствах других черноземов, и не только черноземов. Так, выделяют черноземы украинские, среднерусские, заволжские, западносибирские и т.д. с присущими им провинциальными чертами гумусового и карбонатного профилей. В подзолистых и серых почвах тренды изменений гумусового профиля (иногда и текстурной дифференциации) с запада на восток обычно связывают с явлением провинциальности в ее климатическом выражении. В пределах тундровой зоны выделяют провинции по степени континентальности, отражающейся в строении профилей тундровых почв.

Еще одним результатом климатического подхода к вопросам фаціальности было введение в классификацию почв (1977) и схему районирования (1983) дополнительной категории по характеру теплообеспеченности почв — фаціальных подтипов. Вместе с тем и другая идея Л.И. Прасолова — о провинциях со своими особыми вариантами зональных почв, но в рамках определенных литолого-геоморфологических территориальных единиц — реализуется в районировании.

В завершение обсуждения этого общего, но несколько неоднозначного закона географии почв приведем его определение, данное И.П. Герасимовым в 1945 г. в связи с ранжированием главных почвенно-географических законов: «*Местные провинциальные (фаціальные) особенности климата, обусловленные в основном местными термодинамическими атмосферными процессами, определяют во многих частях географических поясов радикальное осложнение горизонтальной (широтной) зональности и способствуют формированию специфических местных явлений вплоть до формирования особых типов почв и индивидуальных закономерностей их географического распределения*» (Герасимов, 1976. С. 160). С позиций настоящего времени в законе фаціальности можно увидеть сочетание общих и частных явлений.

Литолого-геоморфологические закономерности пространственного распределения почв являются предметом теории структуры почвенного покрова, созданной В.М. Фридландом (1973)¹. В ее основе лежит понятие элементарного почвенного ареала (ЭПА) — предельно малой однородной единицы почвенного покрова (см. рис. 1.1). Учение о структуре почвенного покрова содержит детальную систематизацию ЭПА по форме, размерам, генезису, свойствам составляющих их почв. В разных условиях рельефа ЭПА образуют различные формы микро- и мезоструктур почвенного покрова. Состав микро- и мезоструктур и связи между ними определяются климатическими условиями и характером материнских пород.

На каждом уровне или группе уровней строения почвенного покрова действуют свои закономерности в распространении почв. В настоящей главе были рассмотрены законы для единиц высшего уровня. Соотношение между уровнями и критерии выделения единиц строения почвенного покрова являются предметом почвенно-географического районирования, которому посвящена гл. 3.

¹ Основы теории изложены в монографии В.М. Фридланда «Структура почвенного покрова» (М., 1973).

Глава 2

ПОЧВЕННЫЕ КАРТЫ КАК ОТРАЖЕНИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПОЧВЕННОМ ПОКРОВЕ СССР И РОССИИ

Почвенно-географические концепции, сформулированные разными научными школами и отдельными исследователями, реализуются в почвенных картах. Вместе с тем почвенная карта — констатация определенного объема информации о почвенном покрове территории.

Содержание карты — почвы, их названия, таксономический уровень в классификации, а также группировка почв в легенде существенно зависят от принятой концепции, тогда как размеры и форма контуров, уровень детальности, набор показываемых на карте почв определяются степенью изученности территории и картографическими правилами и возможностями. На картах *мелкого масштаба* структура легенды непосредственно отражает главные положения той или иной концепции, и на большинстве российских почвенных карт легенды организованы в соответствии с принципом зональности. На *крупномасштабных* картах почвы чаще всего группируются в легенде по их положению в рельефе и видам антропогенных воздействий, а общие почвенно-географические закономерности отступают на второй план. Карты *среднего масштаба* (обычно это карты субъектов Российской Федерации) наиболее сложны для выявления законов географии почв, поскольку при их составлении учитываются как общие, так и частные закономерности, интерпретация которых затруднена различиями в научных подходах составителей отдельных карт, а также региональной спецификой достаточно обширных территорий.

Подобно другим компонентным картам, почвенные всегда несут отпечаток времени их создания как в отношении картографических единиц (детальности, формы контуров и характера границ, количества «слоев» информации), так и в отношении генетических интерпретаций — разделения почв по тем или иным категориям и выбора концепции карты¹.

С этих позиций рассмотрим наиболее известные почвенные карты России и бывшего СССР.

¹ Примерами предопределенности почвенных единиц и концепций могут быть современные американские почвенные карты, на которых показываются либо серии, либо почвы определенного таксономического уровня в системе «Таксономии почв» (1975). В СССР до 70-х гг. XX в. все опубликованные карты мелкого масштаба (мира и СССР) основывались на зональной концепции.

2.1. ОБЗОРНЫЕ И МЕЛКОМАСШТАБНЫЕ КАРТЫ

Развитие идей об общих закономерностях распространения почв с начала XX в. можно проследить на последовательно составляемых картах, масштаб которых меньше 1:1 М (табл. 2.1).

Непосредственное картографическое воплощение идей В.В. Докучаева и его школы о законах географии почв — почвенные карты Европейской России, составленные Н.М. Сибирцевым в 1898 г. и Н.М. Сибирцевым, А.Р. Ферхминым, Г.И. Танфильевым в 1901 г. Первая карта названа Н.М. Сибирцевым схематической (масштаб ее в 4 раза меньше, чем масштаб карты 1901 г.); на ней подробно представлены наиболее изученные в то время дерново-подзолистые почвы и черноземы.

Легенда *Почвенной карты Европейской России* (1901) построена в соответствии с классификацией почв Н.М. Сибирцева, т.е. с разделением всех почв на зональные, интразональные, аazonальные: категории легенды А, В, С. Выделены также «поверхностные геологические образования» (выходы пород, пески, соленые грязи) в категории D и разные варианты болот (тростниковые, моховые, травяные) в категории E; в высоких широтах показаны болотистые и сухие тундры, торфяные бугры.

Группа зональных почв, т.е. категория А, содержит следующие почвы: буроватые почвы южных сухих степей (3 выдела), чернозем (7 выделов по содержанию гумуса и гранулометрическому составу), темно-серые лесостепные и серые лесные почвы (3 выдела, в том числе деградированные и смытые), светло-серые лесные почвы северной России, включающие дерновые и подзолистые на разных породах, а также подзолы «в местах особенно значительного их распространения» (5 выделов). Интразональные почвы представлены солонцами сухих и черноземных степей, рендзинами. Среди аazonальных (неполноразвитых) почв любопытно отметить пресноводные марши и приустьевые плавни, а также «мергелистые и глинисто-сланцевые почвы Южного берега Крыма».

На фоне основного зонального разделения почв информативность карты (в том числе высокая для начала века контурность) обеспечивается подробным разделением почвообразующих пород. Например, породы, на которых формируются дерновые и подзолистые почвы, представлены в легенде лёссами, плотными глинами, валунными и иными песчанистыми глинами, супесями и глинистыми песками. Картографические единицы, т.е. выделы легенды, содержат названия почв и пород.

Приведенные данные свидетельствуют о детальном для того времени знании территории, понимании необычности или

Характеристики обзорных почвенных карт России и СССР

Карта, год издания	Авторы	Масштаб, издание	Легенда (почвы)		Дополнительная информация на карте (кроме собственно почвенной)
			Число единиц	Число уровней	
Европейской России, 1901	Н.М. Сибирцев А.Р. Ферхмин, Г.И. Танфильев	1:2,52 М	39	2	Породы, содержание гумуса в черноземах, состав торфов в болотах
Азиатской России, 1914	К.Д. Глинка	1:12,6 М, Атлас Азиатской России	17	1	Элементы генезиса почв, комплексы
СССР, 1939	Л.И. Прасолов	1:15 М, БСАМ	28	1	Региональная приуроченность, вкрапления незональных почв, механический состав
Европейской части СССР, 1939	Л.И. Прасолов	1:7,5 М, БСАМ	31	1	
Европейской части СССР, 1947	Е.В. Лобова, Н.Н. Розов,	1: 2,5 М	66	1	Комплексы, пески
СССР, 1954	Н.Н. Розов, И.П. Герасимов, Е.В. Лобова	1:4 М, серия «Для высшей школы»	63	2	Врезка: «Распределение земледелия по территории СССР»
СССР, 1964	Н.Н. Розов, Е.Н. Руднева	1:15 М, ФГАМ	80	3	
СССР, 1984	Е.Н. Руднева	1:16 М, Атлас СССР	78	2	Врезка: «Почвенно-экологические зоны и провинции»
РСФСР, 1988	Под ред. В.М. Фриланда, В.В. Егорова, Е.Н. Рудневой	1:2,5 М	313	2	Структура почвенного покрова, врезки: «С/х использование...», «Почвенно-экологическое районирование»
России и сопредельных государств, 1995	И.П. Гаврилова, М.И. Герасимова, М.Д. Богданова	1:4 М, серия «Для высшей школы»	110	3	Врезка: «Антропогенные изменения почв», элементы строения почвенного покрова
России, в печати	И.П. Гаврилова, М.И. Герасимова, М.Д. Богданова	1:15 М, Национальный атлас	83	2	Коррелятивная таблица названий почв по двум классификациям

индивидуальности ряда почв, глубине генетических представлений (например, в отношении тундр и лесостепных почв), некоторые из которых были упрощены или незаслуженно забыты на многие десятилетия. Вклад материнских пород в дифференциацию почвенного покрова был переоценен в пользу биоклиматических факторов почвообразования.

Почвенная карта Азиатской России в отличие от предыдущей карты составлена с большей степенью генерализации, более «осторожно», в силу малой изученности земель, что выражается в схематичности контурной части, малом объеме и простоте легенды. Названия единиц легенды имеют общий географический характер и почвенно-генетический оттенок, например: «почвы, произошедшие путем деградации», «северная часть подзолистой зоны (...ослабление подзолистого процесса, переход к лесотундре)»; «солонцы и солончаки в подзолистой зоне». Тем не менее, как и в случае с картой Европейской России, были показаны некоторые важные и интересные особенности географии почв, в частности подзолистых. Таково разделение подзолистых почв по характеру пород (почвы на твердых породах и мягких наносах); по характеру гидроморфных почв, сочетающихся с подзолистыми; выделение северной части подзолистой зоны с ослабленным подзолообразованием. На некоторых более поздних картах такие элементы географии почв отсутствовали как не соответствовавшие распространенным во время их составления концепциям.

Среди почвенно-географических особенностей карты Азиатской России можно отметить введение нового элемента строения почвенного покрова — комплексности, открытой С.С. Неуструевым в начале XX в. В полупустынях выделялись ареалы бурых почв с комплексами, включающими солонцеватые почвы и солонцы, и ареалы бурых почв без комплексов «туркестанского типа». По общим географическим соображениям на карте были «предсказаны» переходные почвы между бурыми и сероземами (будущие структурные сероземы, или серо-бурые).

В фундаментальном предвоенном картографическом произведении — Большом Советском атласе мира (БСАМ), изданном в 1939 г., были помещены две *почвенные карты: СССР и европейской части СССР*, составленные в Почвенном институте им. В.В. Докучаева под руководством Л.И. Прасолова. Обе карты отражают заметные региональные различия в степени изученности почв, а также существенный прогресс в области методов картографического изображения. Фрагмент карты и легенда (рис. 2.1, табл. 2.2) иллюстрируют детальность представлений о степных и

лесостепных почвах, внимание к материнским породам, отражение региональной специфики отдельных территорий. Зонально-фациальные идеи 1930-х гг. не нашли прямого отражения на картах.

Таблица 2.2

Легенда к почвенной карте СССР из БСАМ (1939)

Условные знаки	
1. Почвы тундры	15. Каштановые почвы сухих степей: глинистые и суглинистые
2. Почвы горной тундры: каменные и слабообразные в сочетании с горно-лесными	16. Каштановые почвы сухих степей: супесчаные и песчаные
3. Подзолистые почвы глинистые и суглинистые*	17. Каштановые почвы сухих степей: каменные и гравельные
4. Подзолистые почвы супесчаные и песчаные*	18. Бурые почвы и сероземы пустынных степей: глинистые и суглинистые
5. Подзолистые почвы валунно-каменные*	19. Бурые почвы и сероземы пустынных степей: супесчаные и песчаные
6. Подзолистые почвы горных районов преимущественно на элювии плотных пород	20. Бурые почвы и сероземы пустынных степей: каменные и гравельные
7. Красноземы и желтоземы влажных субтропических областей	21. Горно-степные (черноземовидные, каштановые)
8. Горно-луговые	22. Почвы высокогорных пустынь Памира
9. Горно-лесные (бурые и подзолистые) Крыма и Кавказа	23. Солончаки: а) сплошные; б) пятнами в комплексах
10. Серые оподзоленные лесостепи	24. Солонцы в комплексах с солончаками
11. Черноземы выщелоченные и деградированные	25. Луговые солончаковые и осолоделые почвы займищ Барабинской степи
12. Черноземы типичные	26. Аллювиально-луговые поймы, дельты
13. Черноземы вторично-карбонатные	27. Пески
14. Черноземовидные пески и супеси	28. Ледники

* Вкрапления торфяно-болотных почв среди других почв.

** Значками даны следующие почвы:

° солонцы мелкими пятнами среди черноземов, каштановых, бурых,

°°° солоды мелкими пятнами среди черноземов, каштановых, бурых.



Рис. 2.1. Фрагмент Почвенной карты СССР масштаба 1:15 М из БСАМ, 1939

Максимальное развитие зонально-фациальной концепции в середине XX в. реализовалось в серии обзорных почвенных карт: Почвенной карте мира (1956), Физико-географическом атласе мира (ФГАМ, 1964) и широко известной *Почвенной карте СССР* масштаба 1:4 М, вошедшей в первую серию карт для высшей школы 50-х гг.

Почвенная карта СССР представляет собой результат обобщения большого объема информации, накопившейся за длительное время и введенной в Государственную почвенную карту (ГПК); в содержании и оформлении карты широко использованы принципы и картографические методы ГПК. Вместе с тем учебное предназначение карты объясняет известную концептуальную определенность и жесткость зонального принципа. Карта прослужила в качестве главного учебного пособия для студентов почти полвека; до 1990-х гг. она являлась основой для составления ряда обзорных почвенных карт, первой схемы почвенно-географического районирования, а также для подсчетов площадей почв и для решения многих других научных и прикладных задач.

Легенда карты построена по зональному принципу: зональные почвы расположены в строгой последовательности с севера на юг, после зональных следуют интразональные и горные почвы. Таксономический уровень почв в легенде различен в зависимости от занимаемых ими площадей. Например, черноземы и каштановые почвы разделены на уровне подзональных подтипов (оподзоленные, выщелоченные, типичные, обыкновенные, южные черноземы; светло-каштановые, каштановые и темно-каштановые почвы), иногда — рода (солонцеватые в подтипах черноземов). Почвенная часть легенды основана на факторно-генетической классификации почв, разрабатывавшейся в те годы.

Горные почвы в основном повторяют равнинные (за исключением горно-луговых и высокогорных пустынных, выделявшихся и ранее); они показаны одинаковым цветом, все горные почвы отличаются лишь традиционной белой шрафировкой. Представления о горных почвах основывались на предложенных в то же время схемах типизации высотной поясности (см. гл. 1).

Анализируя основные закономерности в распределении почв на карте, Н.Н. Розов подчеркивает, что «...наряду с очень ярким отражением широтной зональности почв... наглядно выступают и закономерности провинциального или фациального порядка»¹. Так, почвенный покров Арктики и Субарктики представлен субширотными однородными ареалами арктических и тундрово-глее-

¹ Розов Н.Н. Почвенная карта СССР // Докл. к VI Междунар. конгр. почвоведов. V Комиссия. М., 1956. С. 34.

вых почв. В бореальном поясе континентальные области характеризуются рядом подзональных подтипов подзолистых почв — глееподзолистых, типичных подзолистых и дерново-подзолистых, перемежающихся в двух северных подзонах крупными массивами подзолисто-болотных полугидроморфных почв и гумусово-иллювиальных подзолов. Подобная картина распространения таежных почв подтвердилась в дальнейшем для суглинистых равнин — Русской и отчасти Западно-Сибирской, но была впоследствии существенно изменена для Восточной Сибири и Забайкалья. В особую экстраконтинентальную область выделялась Якутия с дерново-лесными палевыми, в том числе осолоделыми почвами.

В последующих вариантах мелкомасштабного исполнения рассматриваемой карты, в частности на *Почвенной карте СССР* масштаба 1:15 М Физико-географического атласа мира (ФГАМ), подчеркнута концептуальная направленность и внесены изменения в интерпретацию ряда почв. Так, зональные почвы отделены в легенде от интразональных и горных; более того, зональные почвы сгруппированы по поясам и эти группировки названы типами почвообразования (полярное почвообразование, бореальное почвообразование и т.д.). В названиях некоторых почв присутствуют названия ландшафтов.

Прогресс в изучении «самобытных почв Сибири» в связи с многочисленными исследованиями 60–70-х гг. XX в. позволил переименовать прежние подзолистые почвы Средней и Восточной Сибири в глеемерзлотно-таежные и мерзлотно-таежные, что больше соответствовало их сущности. Изменились и представления о почвах океанических областей бореального пояса. Дерновые почвы Камчатки на карте масштаба 1:4 М, «вписавшиеся» в зональную схему и соответствовавшие официальной идеологии, были переименованы в дерново-грубогумусовые и дерново-торфянистые субполярных травянистых лесов и лугов¹; впоследствии они были показаны как вулканические пепловые.

В континентальном секторе суббореального пояса на этой карте, как и на карте 1954 г., присутствует широкий спектр зональных почв — от серых лесных до серо-бурых почв северных пустынь. Достаточная степень изученности, особенно европейской части пояса, позволила уже тогда выделить ареалы подтипов и даже родов лесостепных и степных почв. В степях и полупустынях, кроме зональных, значками и штриховкой показано распространение почв галогенного ряда и солонцеватых разностей

¹ Почвы под таким названием были описаны М.А. Глазовской в Скандинавских горах и представляли «западный приокеанический сектор бореального пояса» гипотетического материка.

каштановых, бурых почв и черноземов. Более поздние исследования не внесли существенных коррективов в эту картину. В показе почв субгумидных и гумидных территорий в пределах континентальной части суббореального пояса карта ФГАМ отличается от своей предшественницы, что связано с изменением почвенно-генетических концепций в отношении почв с текстурно-дифференцированным профилем. Подзолистые почвы и буроземы на картах ФГАМ интерпретировали как палево-подзолистые и псевдоподзолистые. Буроземы были разделены более детально, чем на карте 1954 г., и вышли за пределы своего исходного ареала, предопределенного схемой «факторы → процессы → свойства», распространившись на запад Русской равнины, на Урал, Алтай и Саяны.

Сопоставление почвенных контуров на равнинных территориях карты 1954 г. и последующих карт позволяет сделать заключение о том, что, несмотря на более чем 50-летний возраст карты, основное ее содержание соответствует современным сведениям о распространении зональных и интразональных почв. Горные почвы в силу их малой еще изученности в то время показаны более схематично, в виде простых вертикальных спектров, не отражавших сложности и разнообразия мира горных почв. В соответствии со сформулированными в 1950-е гг. идеями о вертикальной почвенной зональности как законе географии почв второго порядка (см. гл. 1) вертикальные спектры повторяли широтно-зональные, хотя и слегка различались в зависимости от положения в континентальной или океанической области.

Напомним, что созданию следующего поколения почвенных карт предшествовала дискуссия о зональности, зональных почвах, соотношении зональных и незональных почв, развернувшаяся в 60-е гг. XX в. В 70–80-е гг. развиваются исследования структур почвенного покрова, обосновываются новые генетические типы почв в ходе исследований в Сибири и на Дальнем Востоке, в Субарктике.

Наряду с картой Н.Н. Розова с соавторами 1954 г., в учебном процессе широко использовалась более поздняя *Почвенная карта СССР* из Атласа СССР масштаба 1:16 М (1984), составленная Е.Н. Рудневой с участием Н.Н. Розова (рис. 2.2). Несмотря на 4-кратную разницу в масштабе, карта содержит не меньше информации за счет нового фактического материала, накопленного за 30 лет, а также благодаря исполнению карты как настольной и исключительно высокой картографической культуре. Содержание почвенных единиц существенно изменилось для Сибири и Дальнего Востока в плане рассмотренных выше концептуальных «недостатков» предыдущей карты. Легенда двухуровневая, с верхним уровнем «Почвы равнинных территорий» и «Почвы

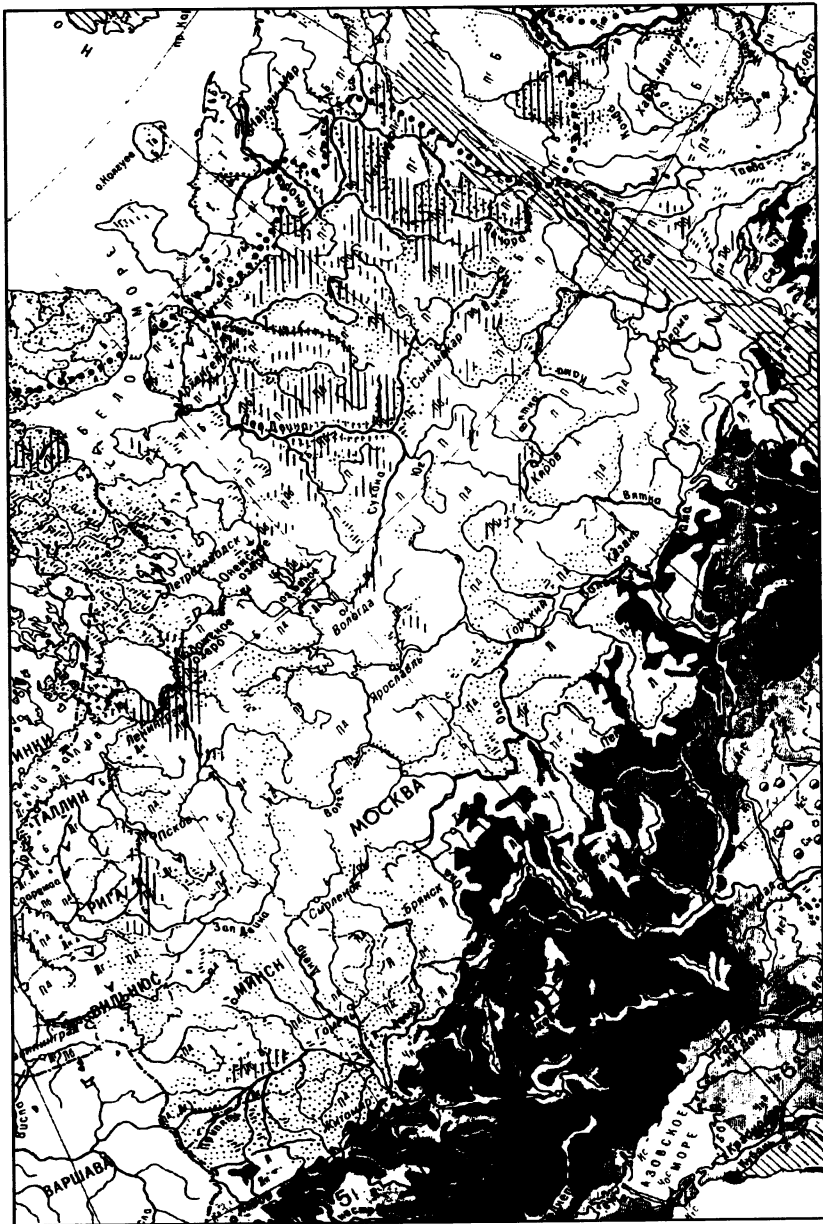


Рис. 2.2. Фрагмент Почвенной карты СССР масштаба 1:16 М из Атласа СССР, 1984

горных территорий», таксономический ранг почв доходит до рода, включены и фациальные подтипы.

Чрезвычайно интересной особенностью этой карты является одновременное разграничение и совмещение субстантивных и зонально-факторных подходов, осуществленное следующим образом. На карте непосредственно (красочным фоном) показаны почвы без какого-либо разделения, т.е. реальные пространственные тела, иногда их комбинации, перечисленные в легенде двумя списками (для равнин и гор) в традиционном порядке с севера на юг. Отдельная легенда предусмотрена для концептуальной организации этих тел в виде *почвенно-экологических зон*, подзон и провинций. Она содержит граничные значения 5 климатических параметров, используемых в почвенно-географическом районировании. Границы и цифровые индексы зон, подзон и провинций даны в качестве дополнительного — факторного — слоя, налагающегося на основной почвенный слой — субстантивный. Двойственность подхода к концепции карты соответствует ее временному положению в мире почвенно-географических идей: на переходе от зонально-факторных к субстантивно-генетическим и экологическим.

Почвенная карта РСФСР масштаба 1:2,5 М, 1988 г., на 16 листах, с 313 единицами легенды, составлена Почвенным институтом им. В.В. Докучаева под редакцией В.М. Фридланда, В.В. Егорова и Е.Н. Рудневой. Карта широко известна своей программой, обстоятельностью комплексной характеристики почвенного покрова. От рассмотренных ранее она отличается существенно более крупным масштабом и, как следствие, детальностью легенды и высокой информационной емкостью, новыми подходами к изображению не только состава, но и строения почвенного покрова (рис. 2.3). Карта оцифрована, проведена ее корреляция с международной почвенной классификацией (FAO, 1974–1981) и сравнение с концепцией Почвенной карты мира ФАО/ЮНЕСКО (Stolbovoi, 2000).

На карте отражено реально существующее многообразие почв, связанное с разными комбинациями факторов почвообразования и региональной спецификой отдельных территорий. Особенно подробно представлены почвы таежных и тундровых областей, даже среди арктических почв выделены 4 единицы. Вместо мерзлотно-таежных почв показаны разные варианты подбуров, предусмотрена самостоятельная единица для среднесибирских таежных почв на основных породах — грануземов. Масштаб карты обеспечивает возможность перехода на относительно низкий таксономический уровень (рода и вида), подробного разделения плотных и рыхлых почвообразующих пород. Группировка почв в легенде имеет самый общий характер, например «Почвы тайги»,

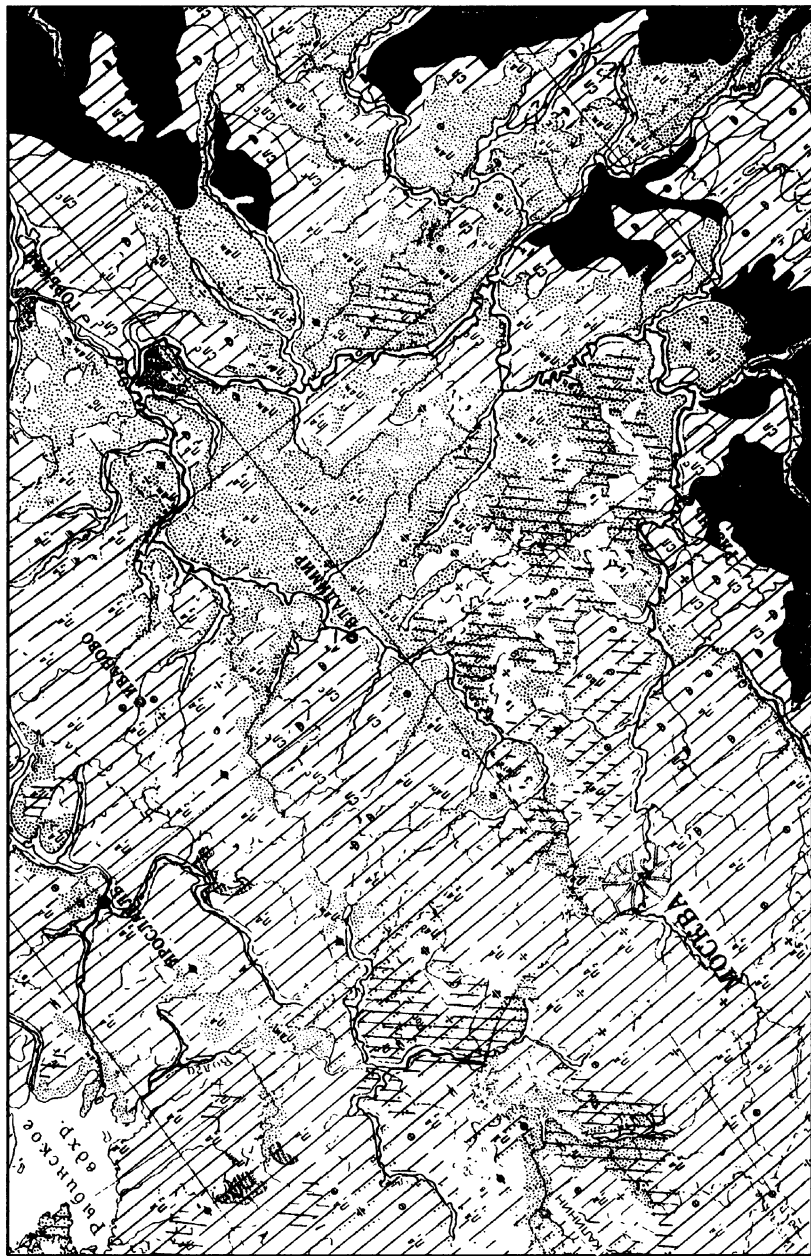


Рис. 2.3. Фрагмент Почвенной карты РСФСР масштаба 1: 2,5 М, 1988 (с уменьшением)

«Почвы широколиственных лесов», жестко не следуя какой-либо концепции.

Новым по сравнению с другими картами является внимание к рисунку почвенного покрова, его строению, обусловленному мезо- и микрорельефом, т.е. к генетико-геометрическим формам структур почвенного покрова. Специальный раздел легенды посвящен почвенным комплексам, сгруппированным следующим образом: комплексы почв Арктики, тундры и тайги (56 выделов, например «грядово-мочажинные»), комплексы почв степей и полупустынь (27 выделов, например «округло-пятнистые западино-бугорковатые»). Основная информация о почвах дополняется картами-врезками: «Сельскохозяйственное использование земель и структура почвенного покрова» и «Почвенно-экологическое районирование» масштаба 1:15 М.

Введение дополнительных сведений на мелкомасштабные почвенные карты наряду с их основным содержанием стало широко применяться в 1970-е гг. Помимо чисто оформительских преимуществ оно способствовало большей объективности базовых карт за счет перемещения информации на карту-врезку, которую можно использовать для представления концепции карты, что было более наглядно, упрощало легенду базовой карты и снимало эффект «прокрустова ложа».

Карта Российской Федерации «...представляет собой первое фундаментальное почвенно-картографическое произведение, синтезирующее все сведения о почвах, почвенном покрове...»¹, и в настоящее время является основным источником информации о почвенном покрове России. Карта существует в бумажной и электронной версиях и активно используется для создания производных прогнозных и оценочных карт.

В 80-е гг. XX в. возобновилось составление серии карт для высшей школы, и в 1995 г. географическим факультетом МГУ была издана *Почвенная карта России и сопредельных государств* масштаба 1:4 М. Она сохранила некоторые черты своей предшественницы 1954 г., соответствуя, тем не менее, содержанием, терминологией и информативностью уровню 80–90-х гг., т.е. имела много общего с картой РСФСР. Как и на Почвенной карте мира в серии «Карты для высшей школы»², большое внимание уделяется строению почвенного покрова равнин (криогидрогенные и

¹ Андроников В.Л., Добровольский Г.В., Шишов Л.Л. Актуальные проблемы географии и картографии почв на современном этапе развития почвоведения // География и картография почв. М., 1993. См. также статью В.Л. Андроникова и Е.Н. Рудневой в журнале «Почвоведение», 1993, № 10.

² Карта 1982 г. составлена М.А. Глазовской и В.М. Фридландом и широко используется для преподавания курса «Почвы мира»; она послужила основой почвенной карты в атласе «Природная среда и естественные ресурсы мира» (1999).

галогенные комплексы разных геометрических форм) и гор (высотные и экспозиционные закономерности).

Легенда карты состоит из 2 разделов первого уровня: 1 — почвенный покров равнин, 2 — почвенный покров плато, плоскогорий и гор. Единицы легенды следующего уровня в пределах «почв равнин» (110 единиц) группируются по географическим поясам; классификационный уровень почв различен, хотя чаще всего показываются подтипы по критериям классификации 1977 г. Наряду с подзональными и фаціальными подтипами на карту вынесены почвы, характерные для отдельных регионов или специфические, даже если размеры их ареалов находятся на пределе требований масштаба. Таковы, например, дерновые глубокоподзолистые почвы Салаира, криоаридные почвы северо-востока, горные темноцветные почвы под тьянь-шаньской елью.

При существенном внимании к региональным особенностям почвенного покрова учебные функции карты подчеркиваются двумя дополнениями: схемой зонально-провинциальных спектров почв (для автономных и подчиненных почв, табл. 2.3), акцентирующей внимание студентов на биоклиматических закономерностях, и картой-врезкой масштаба 1:20 М «Антропогенные изменения почв» — первой картой такого содержания. Поскольку на основной карте показан условно ненарушенный почвенный покров, а изучение и картографирование антропогенных модификаций почв еще находится в стадии разработки, было решено показать лишь основные факторы и тренды антропогенных изменений почв. Большая часть трендов отражает процессы деградации почв, например потери гумуса, обесструктуривание, заболачивание, вторичное засоление. Таким образом, карта-врезка

Таблица 2.3

Фрагмент схемы зонально-провинциальных спектров почв

Зона, подзона	Группы провинций (секторы)*			
	Умеренно континентальные	Континентальные	Экстраконтинентальные	Муссонные
Тундровая	$\frac{T_r}{TБ}$ $\frac{T_{иг}}{B^M}$ $\frac{T_{гэ}}{B^M}$	$\frac{T_r}{TБ}$ $\frac{T_{иг}}{B^M}$ $\frac{T_{гэ}}{B^M}$ $\frac{T_a}{B^M}$	$\frac{T_r}{B^M}$ $\frac{T_d}{TБ}$ $\frac{T_{гp}}{B^M}$ $\frac{T_a}{TБ}$	$\frac{T_{иг}}{TБ}$ $\frac{T_r}{B^M}$ $\frac{T_{гp}}{B^M}$ $\frac{T_{гэ}}{B^M}$
Северотаежная	$\frac{П_r}{ПБ}$ $\frac{П_{оиг}}{B^П}$ $\frac{П_{г}}{B^П}$	$\frac{ГЛ_r}{B^M}$ $\frac{П_{ож}}{ПБ}$ $\frac{П_{оиг}}{ПБ}$	$\frac{T_{ж}^{гM}}{B^M}$ $\frac{П_6}{B^M}$ $\frac{П_6^{ст}}{B^M}$	$\frac{T_{ж}^{гM}}{B^M}$
Широколиственных лесов	$\frac{Бр^M}{Дг}$ $\frac{Бр}{B^P}$ $\frac{Бр^3}{B^M}$			$\frac{Бр}{B^П}$ $\frac{Гбр^{иг}}{B^M}$

* Индексы почв в числителе представляют автономные (зональные) почвы, в знаменателе — почвы подчиненных позиций (интразональные). Условные обозначения см. в Приложении 2.

имеет своей целью рассеять иллюзии о благополучном состоянии почв, которые могут возникнуть у студентов при изучении основной и рассмотренных ранее чисто «природных» карт, а также предложить подходы к обсуждению картографического аспекта проблемы антропогенных изменений почв.

Для решения ряда прикладных задач в 1990-е гг. была проведена генерализация карты масштаба 1:4 М, и появилось несколько ее версий, как бумажных, так и электронных, в масштабах от 1:8 М до 1:20 М (География и картография почв, 1993; Экологический атлас России, 2002). Одна из версий представляет собой *Почвенную карту России* в Национальном атласе России масштаба 1:15 М. По содержанию, степени детальности и генетико-географическим концепциям, положенным в ее основу, эта карта имеет много общего с рассмотренной ранее Почвенной картой атласа СССР 1984 г.

Легенда Почвенной карты Национального атласа слабо структурирована в целях максимально объективного изображения компонентов почвенного покрова. По этим соображениям были приняты достаточно широкие географические группировки. Почвы в легенде сгруппированы по крупным биоклиматическим областям: арктикотундровой, таежно-лесным, лесостепным и степным, субтропической. Отдельно выделены почвы горных территорий, болот и речных пойм. В пределах возможностей масштаба представлены характеристики состава и черты комплексности почвенного покрова.

Наряду с этими и другими традиционными чертами карта Национального атласа имеет две новые характеристики.

Во-первых, она составлена на основе новой субстантивно-генетической классификации почв России (1997), включающей практически все почвы страны, в отличие от прежней «Классификации и диагностики почв СССР» 1977 г. Принципы новой классификации предполагают использование для диагностики почв исключительно особенности строения профиля, а не характеристики факторов почвообразования. В новой классификации многие прежние ландшафтные названия почв — «тундровые», «луговые», «таежные» — заменены названиями, отражающими их свойства.

Во-вторых, на карте впервые показаны почвы, преобразованные человеком, что является требованием времени, обеспечивается возможностями новой классификации и имеющимся объемом картографических данных¹. Значительные площади в

¹ Январева Л. Ф. Карта земельных угодий СССР, масштаб 1:4 млн. М., 1991. (Серия карт для высшей школы).

Европейской России занимают пахотные почвы, утратившие исходные природные черты в верхней части профиля. Они определены в классификационной системе как «агрочерноземы», например агрочерноземы, агродерново-подзолистые и т.д., и показаны на карте в комбинациях со своими естественными аналогами. Наиболее сильно антропогенно преобразованные почвы (земледельческие — агроземы, индустриальные — хемодеграземы) имеют ограниченное распространение и даны на карте только значками.

Как и во многих комплексных атласах, карта сопровождается пояснительной запиской, а также корреляционной таблицей (см. Приложение 1), необходимой в связи с введением новых названий почв, незнакомых широкому кругу пользователей Национального атласа России.

Среди производных от карты 1995 г. масштаба 1:4 М представляет интерес первая инвентаризационная карта редких («эндемичных») почв¹, т.е. почв с необычными свойствами, сформировавшихся при специфическом сочетании современных факторов почвообразования или сохранении признаков прошлого педогенеза, существенно отличного от текущего. Как правило, они занимают малые площади и в силу требований масштаба не могут быть показаны на обзорных картах.

На основании почвенной карты масштаба 1:4 М на географическом факультете МГУ было составлено несколько прогнозных и оценочных почвенно-геохимических карт, например карты опасности загрязнения пестицидами, нефтепродуктами и ПАУ.

При всех отмеченных различиях в концепциях карт, изменениях информационных и технических возможностей практически за 100 лет рассмотренные обзорные карты, а равно и их производные выполнены в традициях отечественной почвенно-картографической школы, имеют единую географо-генетическую основу и, следовательно, принципиальное сходство в показе распространения основных групп почв. Карты имеют разную степень детальности и достоверности ареалов почв, в определенных пределах они различны и в отношении сущности почвенных единиц, не говоря об организации легенд, отображающих авторскую интерпретацию общих законов географии почв. Тем не менее практически на всех картах в той или иной мере прослеживаются зонально-фациально-региональные принципы и подходы докучаевской школы. Это положение становится еще более очевидным,

¹ Карта использовалась при обсуждении принципов создания «Красной книги почв России».

если рассмотреть почвенную карту близкого масштаба и времени создания, составленную в существенно иной идеологии — карту ФАО/ЮНЕСКО 1971–1981 гг.¹

2.2. РОССИЯ НА ПОЧВЕННОЙ КАРТЕ МИРА ФАО/ЮНЕСКО

Напомним, что масштаб мировой почвенной карты ФАО 1:5 М. Однако существуют и более мелкомасштабные ее варианты, в частности схематическая карта масштаба 1:25 М. Кроме того, на основании корреляции почв, выделяемых в легенде этой карты и в легендах отечественных обзорных карт, В.С. Столбовой и Б.В. Шеремет (1997) составили схематическую карту на территорию бывшего СССР в единицах легенды карты ФАО (рис. 2.4). На ней выделены следующие ассоциации почв, соответствующих первому таксономическому уровню классификации и легенды: Глееземы, Гистосоли (торфяные почвы), Лептосоли (слаборазвитые почвы на плотных породах), Подзолы, Лювисоли (почвы с текстурным профилем), Подзолювисоли (переходные между 2 предыдущими), Камбисоли (почвы с бурым метаморфическим профилем), Черноземы, Кастаноземы (каштановые), Ксеросоли (позднее — Кальцисоли), Солончаки, Солонцы и Плано-соли (включающие солоды), а также аллювиальные почвы — Флювисоли. Таким образом, в очень обобщенном виде почвенный покров России на карте ФАО отражает зональность почв на Русской равнине, менее явно — в Западной Сибири. В Средней и Восточной Сибири показаны как наиболее распространенные Камбисоли, в горах — Лептосоли.

На втором уровне легенды отражены переходы между перечисленными почвами, некоторые модификации этих почв, а также «прочие». В результате каждая почва верхнего уровня оказывается представленной 3–5 вариантами, т.е. почвенными единицами на карте. На рис. 2.5 приведен фрагмент карты ФАО на хорошо известную часть территории Европейской России.

Обращение к фрагменту карты ФАО показывает, что при ее масштабе 1:5 М почвенных выделов явно недостаточно для отображения генетических различий в почвах и почвенном покрове России в той мере, в какой это сделано на отечественных картах. Дополнительные сведения о составе почвенного покрова и рельефе, безусловно, полезны, но не снимают неудовлетворенности по поводу столь обобщенного изображения. Картографические единицы представляют преобладающие, сопутствующие и редко

¹ Характеристика Почвенной карты мира ФАО/ЮНЕСКО (масштаб 1:5 М) содержится во многих учебниках о почвах мира и в публикациях журнала «Почвоведение», поэтому мы ограничимся лишь кратким обзором ее контурной части в пределах России.

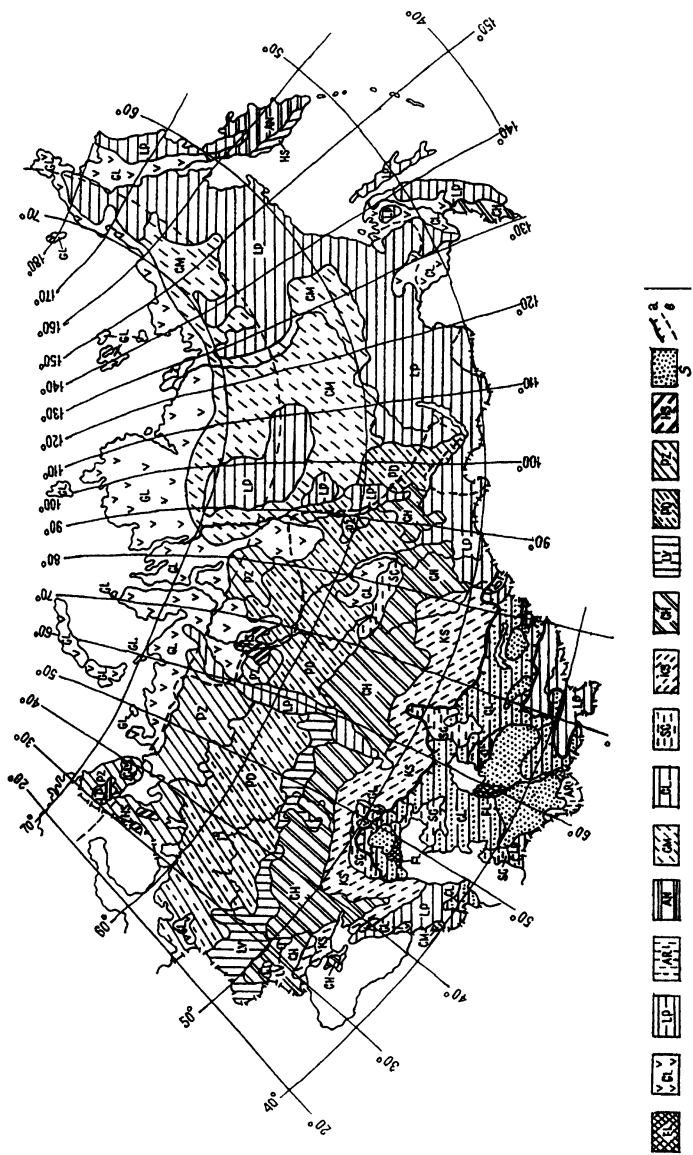


Рис. 2.4. Почвы СССР в легенде карты ФАО/ЮНЕСКО (по Столбовому, Шеремету, 1997).

Почвенные ассоциации: FL — Флювисоли, Глейсоли, Камбисоли; GL — Глейсоли, Гистосоли, Флювисоли; LP — Лептосоли; AR — Ареносоли; AN — Андосоли; SM — Камбисоли; CL — Кальцисоли, Камбисоли, Лювисоли; SC — Солончаки, Солонцы; KS — Кастаноземы, Солонцы; SH — Черноземы, Файоземы, Грейземы; LV — Лювисоли, Камбисоли; PD — Подзолы, Лювисоли; PZ — Подзолы, Гистосоли; HS — Гистосоли, Глейсоли; s — незакрепленные пески; a — граница аридности; b — граница вечной мерзлоты

встречающиеся почвы, а также дают информацию о господстве в контуре одного из 3 типов рельефа (равнинный, волнисто-холмистый, горный) и одной из 3 градаций гранулометрического состава преобладающих почв. Большое количество контуров — картографических единиц — связано с показом состава почвенного покрова, рельефа и гранулометрического состава.

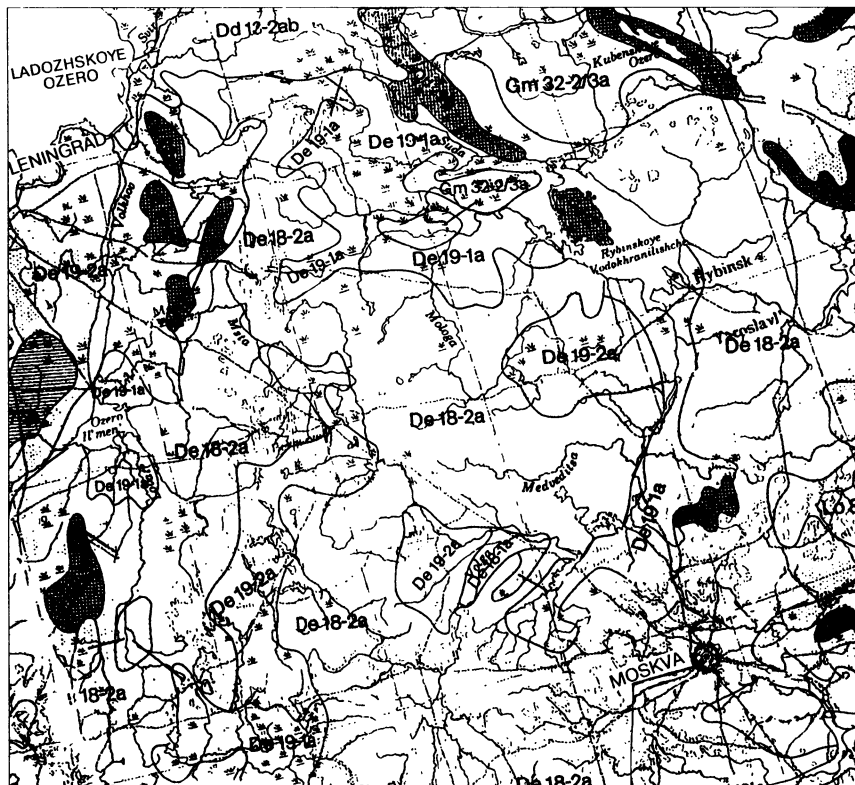


Рис. 2.5. Фрагмент карты ФАО на центр Европейской России масштаба 1:5 М (с уменьшением, пояснения в тексте)

На фрагменте карты для центра Европейской России господствуют эутрофные Подзолувисоли (*De*), сменяющиеся дистриковыми Подзолувисолями (*Dd*) к северу, примерно на границе северной и южной тайги, и отдельными ареалами типичных Лювисолей (*Lo*) южнее широтного отрезка Оки и во Владимирском Ополе. Дополнительные контуры — картографические единицы — отражают участие других почв, например Глееземов или органогенных почв — Гистосолей, в составе почвенного покрова и различия в гранулометрическом составе преобладающих почв.

Так, картографическая единица *De 19-2a* в районе Ярославля отличается от находящейся восточнее единицы *De 18-2a* участием в составе почвенного покрова Глеевых Подзолов, Глеевых Люви-солей, а первая отличается от расположенного южнее контура *De 19-1a* гранулометрическим составом: суглинистым в первом случае и супесчаным до песчаного во втором (т.е. 2 и 1 в третьем компоненте индекса). Последняя буква во всех формулах картографических единиц свидетельствует о рельефе (индекс «а» соответствует равнине).

Одна из причин отличий в детальности изображения почвенного покрова России от отечественных карт заключаются в исходном отношении составителей к карте ФАО как к мировой, требующей высокой степени генерализации. С другой стороны, иные классификационные концепции создают иные представления о почвах, следовательно, иных почвенных ареалах. Последний аспект можно иллюстрировать корреляцией между почвами с бурым недифференцированным профилем — буроземами, подбурами, палевыми почвами. В легенде ФАО таковы Камбисоли и Подзолы (!). Дальнейшее соответствие между почвами выглядит следующим образом¹:

буроземы типичные — Haplic Umbrisols/Mollic Cambisols

буроземы грубогумусовые — Dystric Cambisols

буроземы иллювиально-гумусовые — Dystric Cambisols

подбуры — Entic Podzols

подбуры сухоторфянистые — Histic Podzols

палевые типичные — Gelic Cambisols (Calcaric)

Существенно меньшая детальность карты ФАО в отношении черноземов достаточно очевидна — в Европейской России выделяются всего 3 почвенные единицы черноземов: нормальные (Haplic), иллювиально-глинистые (Luvic) и карбонатные (Calcaric).

2.3. ГОСУДАРСТВЕННАЯ ПОЧВЕННАЯ КАРТА

Особое место в географии и картографии почв занимает *Государственная почвенная карта России* (ГПК). Карта в масштабе 1:1 М, приблизительно на 200 листах², стандартной формы, составлена с использованием единых методов картографического изображения в соответствии со специально разработанными проектом программы (1949) и программой (1955). Количество единиц легенды постоянно увеличивалось в процессе составления: от 198 в 1949 г. до 902 в 1983 г. Как базовая карта государственного значения, ГПК постоянно совершенствуется

¹ Красильников П.В. Почвенная номенклатура и корреляция. Петрозаводск, 1999.

² Различия в оценке количества листов связаны с включением или исключением арктических островов.

и обновляется. Так, непрерывно идет процесс уточнения ареалов почв, для чего наряду с маршрутными наблюдениями и генерализацией новых и периодически корректируемых крупномасштабных карт широко применяются дистанционные методы. В содержание карты вводятся новые почвы, обнаруженные в малодоступных районах или являющиеся результатом переоценки классификационных построений. Однако структурный каркас карты сохраняется почти без изменений в целях единообразия и преемственности.

Легенда делится на 3 блока: почвы, гранулометрический состав почв и почвообразующих пород, непочвенные образования.

Почвы объединены в 3 большие группы: почвы равнинных областей (порядок с севера на юг для зональных почв, затем гидроморфные, засоленные, аллювиальные), почвы горных областей (расположение в легенде от вершин гор к подножию), комплексы почв. Последние типизированы следующим образом: водораздельные с глубоким залеганием грунтовых вод; лугово-степные и заболоченные с близким залеганием верховодки или грунтовых вод; засоленные низинные на близких грунтовых водах; эрозионные склоновые. Блок механического состава содержит 10 подразделений собственно гранулометрического состава мелкозема (например, среднесуглинистый пылеватый) и учитывает наличие валунов или щебня. Для почвообразующих пород выделены группы по минералогическому и петрографическому составу.

Дифференциация почвенного покрова мерзлотных регионов отражена на соответствующих (недавно составленных) листах ГПК через особенности состава и форм криогенных комплексов, характер и глубину залегания мерзлоты, криогенную дифференциацию материала разной крупности.

В результате индивидуальные листы ГПК предоставляют информацию о региональных закономерностях строения почвенного покрова, определяемых преимущественно особенностями рельефа и составом почвообразующих пород.

Государственная почвенная карта использовалась в большей или меньшей степени при составлении всех последующих почвенных карт.

Глава 3

ПОЧВЕННО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Главный принцип почвенно-географического районирования — выделение территорий с однородным почвенным покровом, с одинаковым сочетанием факторов почвообразования и

возможностей сельскохозяйственного использования. Существует две широко известные схемы почвенно-географического районирования СССР, составленные с 22-летним интервалом разными авторами, в разных масштабах, но на одной и той же концептуальной основе. В обеих схемах почвенно-географического районирования использованы одни и те же таксономические единицы.

Для всей территории

1. Почвенно-биоклиматический¹ пояс.
2. Почвенно-биоклиматическая область.

Для равнин

3. Почвенная зона или подзона.
4. Почвенная провинция.
5. Почвенный округ.

Для гор

3. Горная почвенная провинция.
4. Горная почвенная зона.
6. Почвенный район.

*Почвенно-биоклиматический пояс*² — совокупность почвенных зон и вертикальных почвенных структур, объединенных общностью радиационных и термических условий.

Почвенно-биоклиматическая область — совокупность почвенных зон и горных почвенных провинций, имеющих не только сходные радиационные и термические условия, но и сходные условия увлажнения и континентальности.

Почвенная зона — ареал зонального почвенного типа и сопутствующих ему интразональных почв.

Горная почвенная провинция — ареал определенного ряда взаимосвязанных вертикальных почвенных зон, обусловленного положением горной страны (или ее части) в системе почвенно-биоклиматических поясов и областей и главными особенностями орографии.

Почвенная провинция — часть почвенной зоны, отличающаяся специфическими особенностями почв и условий почвообразования, связанными либо с различиями в увлажнении и континентальности, либо с температурными условиями.

Почвенный округ — территория с качественно однотипной структурой почвенного покрова, обусловленной особенностями рельефа и почвообразующих пород.

Почвенный район — часть почвенного округа с относительно однородным рельефом, составом почвенного покрова, а также растительным покровом и особенностями микроклимата.

Первая схема районирования была опубликована в 1962 г. в масштабе 1:12,5 М. Ее авторы — Н.Н. Розов, Е.Н. Иванова,

¹ В более поздней схеме районирования использован термин «географический пояс».

² Определения таксономических единиц даны по учебнику Г.В. Добровольского и И.С. Урусевской (1984, 2004).

П.А. Летунов, В.М. Фридланд, Д.И. Шашко и С.А. Шувалов. Обоснование выделов и их описание содержится в коллективной монографии «Почвенно-географическое районирование СССР (в связи с сельскохозяйственным использованием земель)». Монография долгие годы представляла собой единственное систематическое описание почвенного покрова всей страны.

Принципиальные положения схемы районирования 1962 г., многие территориальные выделы сохранились и в следующей схеме масштаба 1:8 М, опубликованной почвоведом-географом МГУ Г.В. Добровольским, И.С. Урусевской и Н.Н. Розовым в 1983 г. (рис. 3.1). Она также сопровождается обстоятельным описанием главных выделов (Добровольский, Урусевская, 1984). Ее преемственность заключается в сохранении главных принципов и таксономических единиц. Отличия состоят в большей детализации последней схемы, отражении литолого-геоморфологических характеристик на уровне округов (масштаб ее крупнее в 1,5 раза), более современной интерпретации и номенклатуре почв и почвенных зон, значительно более совершенной характеристике почвенно-экологических условий. Несомненно также, что за прошедшие годы уточнились содержание и конфигурация многих ареалов.

Рассмотрим высшие таксономические единицы схемы 1983 г. В географических поясах выделяются следующие области. В полярном поясе: **I** — Евразийская полярная; в бореальном: **II** — Европейско-Западно-Сибирская таежно-лесная, **III** — Восточно-Сибирская мерзлотно-таежная, **IV** — Дальневосточная таежно-лесная; в суббореальном: **V** — Западная буроземно-лесная, **VI** — Центральная лесостепная и степная, **VII** — Восточная буроземно-лесная, **VIII** — Полупустынная и пустынная; в субтропическом: **IX** — Субтропическая влажно-лесная, **X** — Субтропическая ксерофитно-лесная, **XI** — Субтропическая полупустынная и пустынная¹. Почвенные зоны или подзоны повторяются в разных областях, их названия даются по одной или двум преобладающим почвам, например зона тундровых глеевых и тундровых иллювиально-гумусовых почв Субарктики (**Б**)², зона красноземов и желтоземов влажных субтропических лесов (**Т**).

В отличие от прежней схемы на схеме 1983 г. показан еще один уровень для равнинных территорий — *фацции*. Они выделены по суммам активных температур (выше 10 °С) воздуха и почвы в слое 0–20 см и по продолжительности периода отрицательных тем-

¹ На карте пояса, как и области, обозначены римскими цифрами, но большего размера.

² Полужирным шрифтом в скобках даны соответствующие индексы в схеме районирования.

ператур в том же слое в соответствии с «Классификацией и диагностикой почв СССР» 1977 г. Фации отражают не только сравнительную интенсивность и энергетику почвообразования, но и важные для различного рода деятельности почвенно-экологические возможности.

Зона (подзона) содержит обычно 1–2 фациальных подтипа. Например, в зоне серых лесных почв, оподзоленных, выщелоченных и типичных черноземов лесостепи (Л) выделены фации теплых промерзающих, умеренных промерзающих и умеренных длительно промерзающих почв.

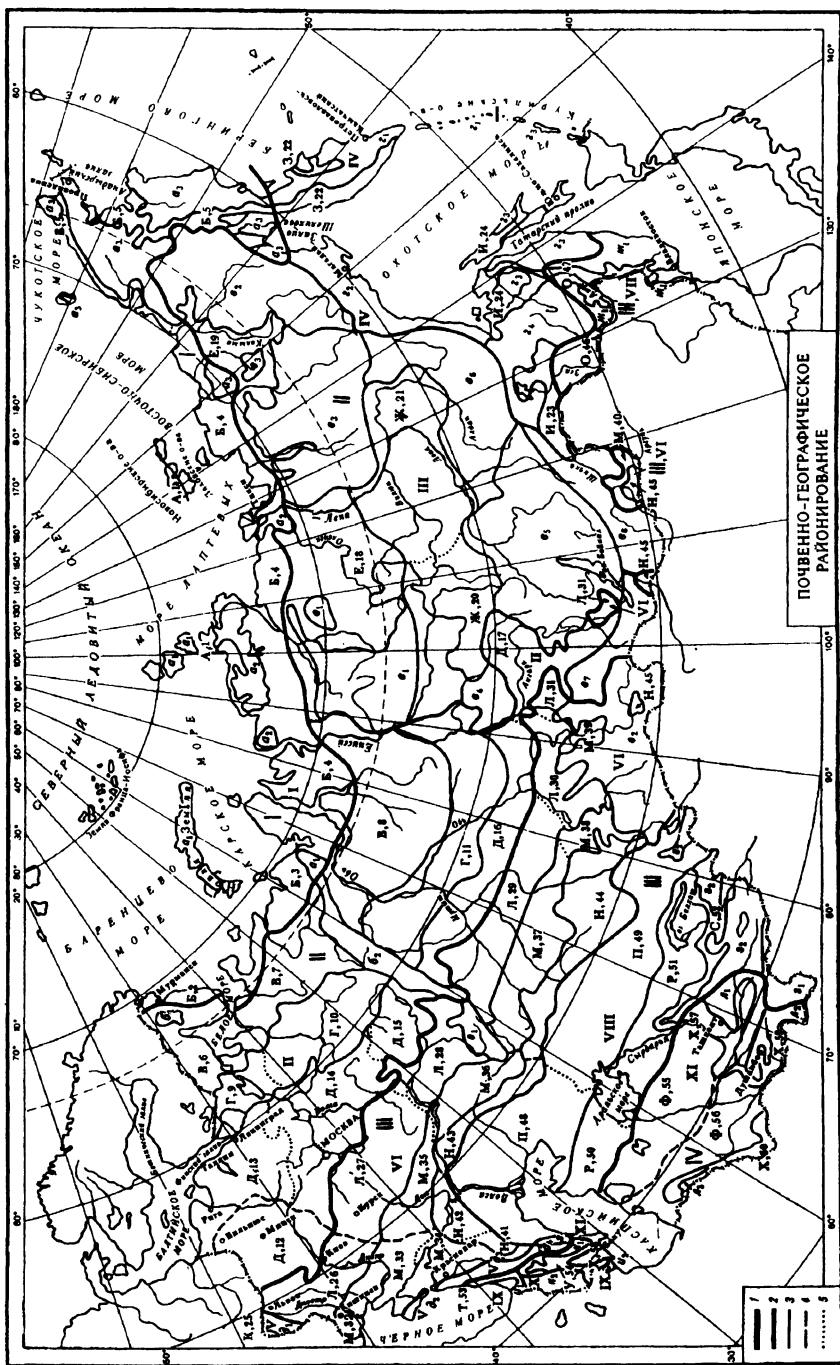
Для территории СССР было выделено 60 равнинных провинций и 33 горных. Приведем примеры провинций для Центральной лесостепной и степной области (VI). На равнинах в зоне серых лесных почв, оподзоленных, выщелоченных и типичных черноземов лесостепи (Л) в пределах фации умеренных промерзающих почв выделены Окско-Донская (27) и Нижнекамская (28) провинции. Горная часть Центральной лесостепной и степной области (VI) представлена Южно-Уральской (e_1) и Алтайско-Саянской (e_2) провинциями с общим вертикальным спектром почвенных зон: горные черноземы → горные серые лесные → горнолуговые.

На карте показано 12 типов рельефа и почвообразующих пород (1–3 варианта в каждом типе). Их комбинации в матричной легенде дают 26 выделов. Например, в той же зоне серых лесных почв и лесостепных черноземов распространены «волнисто-увалистые лёссовые и лёссовидно-суглинистые эрозионные равнины» и «плоскоувалистые элювиально-делювиально-суглинистые эрозионные плато на коренных породах».

Дальнейшее развитие работ по почвенно-географическому районированию реализовалось в карте «Почвенно-экологическое районирование Восточно-Европейской равнины» под ред. Г.В. Добровольского и И.С. Урусевской, изданной в 1997 г., в масштабе 1:2,5 М. Столь крупный масштаб определяет высокую информативность, детальность карты и возможность показа на ней разных информационных слоев.

Основное содержание карты (красочный фон) — почвенные провинции, которые можно назвать ее смысловым центром. На более высоком уровне провинции группируются в подзоны, зоны и пр. согласно вышеизложенным принципам районирования, и в этом отношении новую карту можно рассматривать как уточненную версию предыдущей в соответствии с масштабом и накопленной за 15 лет новой информацией.

«Вниз» от единиц провинций количество информации существенно выросло по сравнению с прежним вариантом карты районирования: на новой карте подробно представлены округа с



диаграммами структуры земельных угодий и величинами средне-взвешенного бонитета почв и впервые — *районы* с формулами состава их почвенного покрова. Формулы включают индексы почв, площадь которых превышает 50%, и градации гранулометрического состава рыхлых материнских пород. Кроме того, экологическая составляющая карты усиливается введением таблицы с параметрами атмосферных и почвенных (для равнин) режимов.

Таким образом, последняя карта районирования отличается высокой информационной емкостью как в силу относительно крупного масштаба, так и в силу большого объема количественных характеристик состава и свойств почвенного покрова.

Наряду с общепринятой системой почвенно-географического районирования, основанной на главных законах географии почв, широко известна альтернативная система, разработанная М.А. Глазовской. Она называется «Почвенно-геохимическое районирование суши Земли», основана на иных принципах и имеет другие таксономические единицы. Подробно система районирования М.А. Глазовской изложена в ее книге «Почвы мира» (ч. II, 1973), а также в отдельных статьях и учебниках.

М.А. Глазовская основное внимание уделяет не факторам почвообразования, а свойствам почв, которые выражаются через параметры химического состава, главные направления почвообразования, строение профиля. Вместо поясов и зон выделяются не менее обширные территории со сходным направлением почвенных процессов, с близкими по составу и свойствам продуктами почвообразования. Территориальные единицы меньшего ранга характеризуются одинаковыми спектрами почв в сопряженных почвенно-геохимических рядах — катенах, однотипностью процессов радиальной миграции и аккумуляции веществ. Выделены следующие таксономические единицы районирования: мегаструктуры — почвенно-геохимические поля и секторы; макроструктуры — почвенные области; мезоструктуры — почвенно-геохимические катены.

Почвенно-геохимические поля — территории с господством определенной геохимической ассоциации субаэральных почв или закономерным сочетанием нескольких геохимических ассоциаций. В геохимическую ассоциацию объединяются почвы со сходными щелочно-кислотными и окислительно-восстановительными

Рис. 3.1. Почвенно-географическое районирование Российской Федерации и сопредельных государств (по Добровольскому, Урусевской, 2004).

Границы: 1 — географических поясов; 2 — почвенно-биоклиматических областей; 3 — почвенных зон (подзон) и горных провинций; 4 — почвенно-климатических фаций; 5 — почвенных провинций

режимами, отражающими самые общие результаты современного педогенеза. На земном шаре выделено 6 почвенно-геохимических полей.

Геохимические поля подразделяются на *секторы*, которых имеется 16 типов. Критерием выделения сектора служит состав семейств образующих его почв. Поскольку семейства объединяют почвы со сходным строением профиля, т.е. направлением почвообразования, то именно в пределах сектора отчетливы главные проявления сочетаний почвообразовательных процессов, связанные с энергетикой почвообразования, емкостью биологического круговорота, господствующими типами растительных формаций. Некоторые сектора совпадают с ландшафтными зонами или включают несколько зон и подзон.

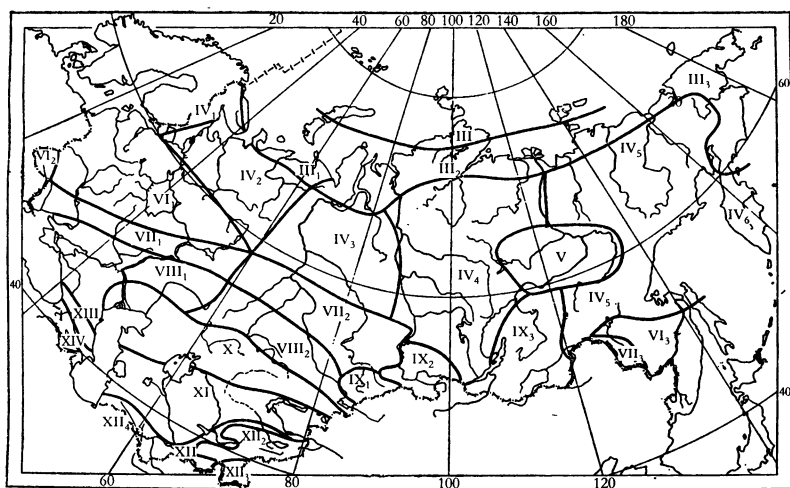


Рис. 3.2. Фрагмент карты почвенно-географических областей мира для территории России и сопредельных государств (по Глазовской, 1973).

Области: II — Арктическая; III — Тундровая; IV — бореальные таежные; V — Якутская таежно-лугово-степная; VI — суббореальные лесные; VII — суббореальные лугово-степные; VIII — суббореальные степные; IX — Южно-Сибирская горная; X — Европейско-Казахстанская полупустынная; XI — Среднеазиатская пустынная; XII — предгорные и горные области Средней Азии и Казахстана; XIII — Кавказ; XIV — Закавказская субтропическая область

Следующая единица почвенно-геохимического районирования — *почвенная область*, выделяемая на основе возможных комбинаций почв в пределах семейств и дополнительных почвенных типов из других семейств. Причины развития тех или иных комбинаций почв в области, т.е. дифференциации ее почвенного покрова, заключаются в главных чертах устройства ее поверхности, составе и чередовании рыхлых отложений, в палеогеографи-

ческих особенностях. Другими словами, область включает несколько типов макроструктур почвенного покрова (см. рис. 1.1).

На относительно однородных суглинистых породах и в условиях равнинного рельефа смена почв может определяться изменениями гидротермических условий, т.е. зональностью. Для ряда почвенных равнинных областей характерны широтно(горизонтально)-зональные макроструктуры почвенного покрова, например для степей юга Русской равнины. В горных областях господствуют горно-зональные макроструктуры, не только включающие закономерный вертикальный ряд почв, но и учитывающие экспозиционные эффекты, «инверсию зон», «предгорную зональность». Нерегулярное или закономерное чередование контрастных пород создает литогенные неупорядоченные или упорядоченные макроструктуры; в некоторых областях на почвенный покров заметно повлияли климатические события в голоцене.

Почвенно-географические области являются основными территориальными единицами описания почвенного покрова в данном учебнике. Они в наибольшей мере соответствуют необходимой степени подробности знакомства с почвами, почвенными процессами и почвенным покровом столь обширной территории, как Россия, располагающаяся во многих зонах и фациях. По сравнению с почвенно-географическими областями, выделенными М.А. Глазовской в мировом масштабе, нами внесены незначительные коррективы в отношении детализации и, местами, границ областей (рис. 3.2). Большой частью области объединены в группы по общим для нескольких областей трендам почвообразования.

ЧАСТЬ II



РЕГИОНАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА

Широкий спектр представлений о закономерностях географии почв и их отображение на обзорных картах и в системах районирования создают известные трудности при систематической характеристике почвенного покрова территории России. В большинстве монографий, учебников и учебных пособий по почвам страны ее почвенный покров описывается по зонам. Поскольку зональный ряд почв выдерживается строго лишь для Русской равнины, большинство авторов, особенно более поздних публикаций, были вынуждены в той или иной степени ввести в описания почвенного покрова элементы почвенно-географического районирования.

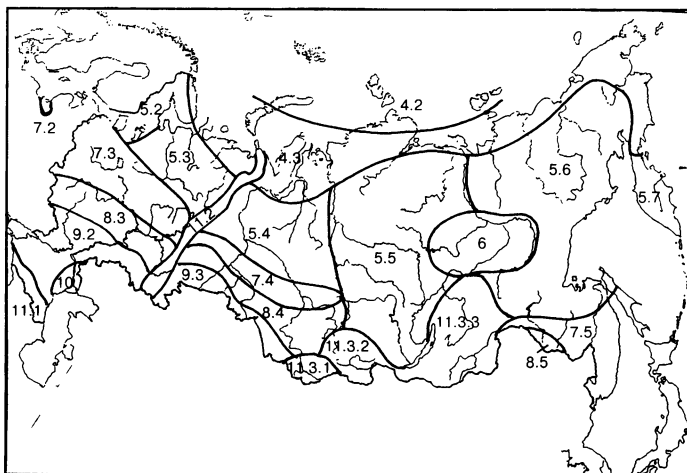
Мы не использовали жесткие территориальные или типологические рамки какой-либо системы, поскольку задачей, а точнее, идейным стержнем учебника является характеристика *специфики почвообразования в связи с его факторами, выявление главных черт строения почвенного покрова, закономерностей и причин того или иного распространения почв*. Решение этой задачи оказалось близким к оптимальному при использовании в качестве основных территориальных единиц *почвенно-географических областей, выделенных в 1980-х гг. М.А. Глазовской*. Для более детального рассмотрения отдельных регионов мы вынуждены были обращаться к провинциям в традиционных системах районирования (см. ч. I). В некоторых случаях базовыми пространственными единицами для характеристики почвенного покрова являлись зоны и подзоны. Таким образом, приоритеты в выборе территориальных единиц для описаний не были постоянными. Тем не менее при характеристике почвенного покрова страны мы основывались на Почвенной карте России и сопредельных государств (1995), составленной на географическом факультете МГУ.

Если выбор пространственных категорий мало влияет на представления о почвенном покрове и слагающих его почвах, то обращение к различным *почвенным классификациям* может их существенно изменить. Применение факторно-генетической классификации (1977) делает изложение закономерностей географии почв наиболее простым и логичным. Противоположный результат достигается при использовании субстантивной международной классификации (1998), принципы которой не способствуют

выявлению каких-либо географических закономерностей, что было показано на нескольких примерах. В учебнике принят «средний вариант», отвечающий поставленной задаче; для его осуществления во многом использовались подходы и терминология субстантивно-генетической «Классификации почв России» 1997, 2000 гг. В то же время многие названия почв соответствуют легенде вышеупомянутой карты.

В результате нами принята гибкая система в отношении как пространственных, так и классификационных единиц. В названиях почв мы не следуем строго какой-либо одной классификационной системе: используются наиболее удачные названия из разных систем, т.е. адекватно отражающие генезис и свойства почв. Для удобства читателя постоянно приводятся синонимы (см. Приложение 2).

Характеристика почвенного покрова России дается по почвенно-географическим областям, выделенным М.А. Глазовской (см. рис. 3.2). На приведенной ниже схеме представлены эти области в пределах России.



Почвенно-географические области России. Номера областей на схеме соответствуют главам и подглавам учебника (области выделены по М.А. Глазовской, с дополнениями).

4.2 — Арктическая, 4.3 — Тундровая; 5 — boreальные таежно-лесные: 5.2 — Северо-Европейская (Карельская), 5.3 — Восточно-Европейская, 5.4 — Западно-Сибирская, 5.5 — Среднесибирская, 5.6 — Восточно-Сибирская, 5.7 — Камчатская; 6 — Якутская таежно-лугово-степная; 7 — суббореальные лесные: 7.2 — Западная Калининградская, 7.3 — Восточно-Европейская, 7.4 — Западно-Сибирская, 7.5 — Дальневосточная; 8 — суббореальные лесо-лугово-степные: 8.3 — Восточно-Европейская, 8.4 — Западно-Сибирская, 8.5 — Дальневосточная; 9 — суббореальные степные: 9.2 — Европейская, 9.3 — Западно-Сибирская; 10 — Полупустынная Прикаспийская; 11 — горные: 11.1 — Кавказ, 11.2 — Урал, 11.3.1–11.3.3 — горы Южной Сибири

Глава 4

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОГРАФИИ ПОЧВ, ФАКТОРЫ И ОСОБЕННОСТИ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ В АРКТИЧЕСКОЙ И ТУНДРОВОЙ ОБЛАСТЯХ

4.1. ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОЧВ. ФАКТОРЫ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ И ПОЧВЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Суровые климатические условия высоких широт, вечная мерзлота и разнообразные мерзлотные явления, молодость ландшафтов, недавно освободившихся от ледника или моря, слабое функционирование биоты определяют главные особенности выветривания и почвообразования. Северная граница тундры совпадает с июльскими изотермами $+2...+4^{\circ}\text{C}$, т.е. с северным пределом распространения высших растений; ее южная граница приблизительно соответствует изотерме июля $+10^{\circ}$.

Неблагоприятные для развития почв черты климата заключаются в низкой теплообеспеченности, краткости периода активного почвообразования, недостатке влаги в арктических почвах и избытке ее в тундровых, в сильных ветрах, разрушающих почву и препятствующих развитию растений. Недостаток тепла определяет фрагментарность растительного покрова, медленное зарастание минерального субстрата, малую мощность деятельного слоя, слабую проработанность материнских пород почвообразованием.

Почвенный покров отличается фрагментарностью: маломощные почвы чередуются с «полупочвами» — голыми пятнами, обрамленными каменными кольцами или бордюрами из мхов с полукустарничками, а также непочвенными образованиями — скалами, солифлюкционными полосами, «каменными морями». В распределении зрелых автономных почв и в строении почвенного покрова отчетливы зональные закономерности, показанные на карте факторов зональности В.М. Фридланда (см. рис. 1.3) как горизонтальная зональность с преобладанием термического фактора. Различия в базовых климатических показателях между широтными подзонами значительны (табл. 4.1), как и дифференциация климатических условий по долготе, т.е. четко выделяются провинции с разной степенью континентальности климата. Поэтому в анализе географии почв высокоширотных территорий, начиная с самых ранних обобщений, сочетаются зональные и региональные элементы (см. рис. 4.1, 4.4).

Арктические ландшафты занимают крайне малые площади на островах Северного Ледовитого океана и азиатском побе-

**Характеристики климата арктической и тундровой зон Европейской России
(по Климатическому атласу СССР, 1960)**

Показатель	Арктическая зона	Подзоны тундровой зоны		
		Арктическая	Типичная	Южная
Средняя продолжительность безморозного периода, дни	12–14	20–40	45–70	80–100
Средняя июльская температура воздуха, °С	1–2	3–4	6–8	9–10
Число дней с температурой воздуха выше 5 °С	10	10–40	50–90	90–110
Сумма температур воздуха выше 10 °С	нет	нет	400	400–600
Осадки, мм в год	100–300	200–300	300–400	400–600
Мощность деятельного слоя, см				
пески	10–20	100	100–120	150–200
суглинки	< 10	25–40	60–80	90–120
торф	Нет	30	30–40	70–80

режье: равнинные варианты встречаются на Северной Земле и Новосибирских островах, в северо-восточной части Таймыра; горные — на Земле Франца-Иосифа, Северном острове Новой Земли, в горах Бырранга. Иногда полярно-пустынную (Караваяева, Таргульян, 1978), или ледяную (Городков, 1939), зону отделяют от собственно арктической.

Тундры Евразии простираются сплошной полосой по побережью Северного Ледовитого океана, смещаясь к северу на приокеанических западных территориях и на самых континентальных сибирских равнинах и заходя далеко на юг по горным хребтам северо-востока Сибири. Они разделяются на *три подзоны* большинством географов и почвоведов, многие считают целесообразным объединение южных тундр с *лесотундрой*, как переходной полосой к таежной зоне, находившейся под лесом во времена климатических оптимумов голоцена.

Согласно представлениям о зональности, каждой почвенной подзоне на равнинах соответствует определенная зональная почва (тип или подтип), которая представляет собой «центральный образ» полноразвитой автономной почвы на суглинках. Таковы *арктотундровые* и *тундрово-глеевые* почвы в арктической и типичной тундрах, *тундровые дифференцированные* (оподзоленные и/или поверхностно-оглеенные) в южной тундре и лесотундре. Позднее в систему автономных тундровых почв были введены почвы на легких породах (не специфические для тундр и выделявшиеся обычно в таежной зоне), приняты во внимание провинциальные

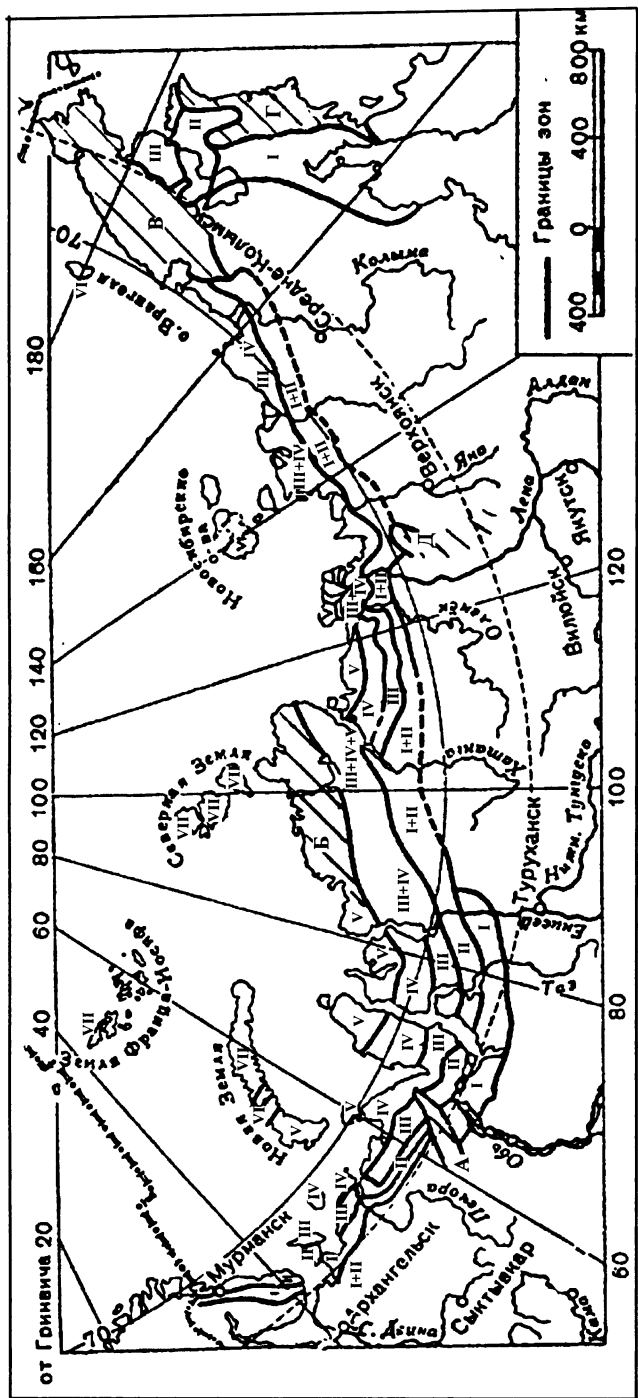


Рис. 4.1. Зоны и подзоны тундр (по Городкову, 1939):

I — лесотундра; II — южная тундра; III, IV — типичная тундра; V, VI — арктическая тундра; VII — ледяная зона (горы Арктики); А — Урал; Б — Бырранга; В — Чукотско-Анадырские горы; Г — Корякские горы; Д — Верхоянская дуга

Типы автономных почв Крайнего Севера (по Ливеровскому, 1983)

Зоны (подзоны)	Механический состав почвообразующих пород			
	Суглинки тяжелые и средние	Суглинки средние и легкие	Пески и супеси	Щебнисто- мелкоземистые отложения
Полярные пустыни и полупустыни	<i>Дерново-арктические</i> полигональные почвы трещин, примитивные почвы полигонов Полярно-пустынные солончаковатые			Криогенные структурные
Арктотундра	Тундровые глеевые		<i>Арктотундровые</i> бурые неоподзоленные	
Типичная и южная тундра	<i>Тундровые глеевые</i> , тунд- ровые ниваль- но-глеевые, тундровые глеевые пу- чинные (бу- горков), тунд- ровые глеевые трещин	<i>Тундровые дифференциро- ванные</i> по- верхностно- глеевые, поч- вы пятен	Тундровые дерновые, подзолистые иллювально- гумусовые	

Примечание. Курсивом выделены зональные почвы.

черты почвообразования, а также эволюционные стадии почв и место их в почвенном комплексе (табл. 4.2). В результате сильно увеличено количество выделов тундровых почв, диагностика их не стала более ясной, а различия между почвами не всегда достаточно очевидны, кроме того, нарушилась простая зональная схема.

Переоценка зональных почвенно-географических концепций в 60–70-х гг. XX в. оказала известное влияние и на генетико-географические представления о почвах Крайнего Севера. Приоритет зональных принципов уступил место субстантивно-генетическому подходу, т.е. рассмотрению географических закономерностей с позиций почвообразовательных процессов и конкретных свойств почв. Так, Н.А. Караваева и В.О. Таргульян (1978) основное значение в географии высокоширотных почв придают комбинациям почвообразовательных процессов, формирующим типы почвообразования, но не обнаруживающим прямых корреляций с зональными условиями (рис. 4.2). Типы почвообразования имеют разную интенсивность проявления в разных ландшафтных зонах; преобладание того или иного типа в целом соответствует почвенной зоне. Границы выделенных таким образом почвенных и ландшафтных зон не совпадают.

Типы почвообразования связываются с атмосферным увлажнением, литологическими и химическими свойствами материнских

пород, положением почвы в определенных условиях рельефа и/или удаленностью от моря. Если первичная зональная схема предполагает соответствие каждой подзоне определенной автономной почвы, то в более поздних географо-генетических построениях подчеркивается одинаковость набора, но различная интенсивность элементарных почвообразовательных процессов от Арктики до южной тундры. Они включают: оглеение, торфонакопление, гумусообразование по типу мулль-модер, карбонатизацию, альфегумусовый процесс, субэральное соленакопление, образование «почв-пленок» в субстрате пятен. Степень выраженности процессов зависит от зонального положения почвы.

Сочетание субстантивного и факторного подходов к группировке почв Севера, включая и северотаежные, привело И.А. Соколова с соавторами (1982) к выделению несколько иных почвенных таксонов, следовательно, иных пространственных закономерностей. Группировка почв представлена в виде сложной «факторно-экологической матрицы», основанной на общих оценках атмосферного климата и почвообразующих пород.

По горизонтальной оси матрицы расположены классы мерзлотных и мерзлотных почв, подразделяющихся по увлажнению на ультрагумидные и гумидные (а мерзлотные еще и на семигумидные, семиаридные и аридные). По вертикальной оси матрицы классы почв выделены по сочетанию термических условий и типов почвообразующих пород следующим образом. В пределах каждого термического пояса (очень холодный, холодный, умеренно холодный) различаются группы и подгруппы почвообразующих пород. Кроме плотных силикатных и карбонатных пород выделены две группы рыхлых пород: суглинистых и

Рис. 4.2. География основных типов почвообразования и почвенные зоны Севера (по Караваевой и Таргульяну, 1978).

Ландшафтные зоны и подзоны: I — таежная; II — тундровая (подзоны тундр: ар — арктическая, тп — типичная, юж — южная); III — арктическая; IV — полярно-пустынная

Типы почвообразования: А — глеевое, Б — подзолистое, В — альфегумусовое, Г — органогенное, Д — дерновое, Е — гумусовое карбонатное, Ж — безгумусовое засоленное

Почвенные зоны: 1 — дифференцированные глеевые, глееподзолистые и подзолы; 2 — гомогенно-глеевые и подбуры; 3 — дерновые арктические и карбонатные арктические; 4 — безгумусовые засоленные

щепнистых с песчаными. Они разделяются на подгруппы кислых, основных и карбонатных; отдельную подгруппу составляют кварцевые пески.

Ячейки матрицы заняты разнообразными почвами, среди которых много дерновых (арктических и арктотундровых, глееватых, альфегумусовых) и глееземов, есть также альфегумусовые — подзолы и подбуры, сподоземы, криоземы и ксероземы (термины авторов, предложенные для отражения скорее свойств почв, чем условий почвообразования).

В последние годы в обсуждении «географо-генетических проблем XX века» для почв Арктики и Субарктики особенно большое значение придается локальным (геогенным) факторам дифференциации почвенного покрова, например конфигурации и размерам площади суши, ветровому и снежному режимам, содержанию мелкозема в материнской породе, импульверизации солей с моря и т.д. В суровых климатических условиях подобные слабые локальные изменения факторов почвообразования вызывают «азональные нарушения», или «эксцессы», распространяющиеся, как показали недавние исследования, на значительные площади и осложняющие проявление зональных закономерностей (Горячкин, Караваева, Таргульян, 1997; Горячкин, Караваева, Глазов, 2000).

Тем не менее при определенных различиях в подходах к географии высокоширотных почв следующие положения можно считать общепризнанными.

- С севера на юг возрастает интенсивность почвообразования и, следовательно, мощность почвенных профилей, доля зрелых почв в составе почвенного покрова. Эти изменения, как и смена преобладающих растительных сообществ, носят зональный характер.
- Наряду с зональными закономерностями существенна роль фациальных, влияющих на расположение зон, состав и строение почвенного покрова; на их основе выделяются провинции, различающиеся степенью континентальности климата.
- Почвенному покрову свойственна микронеоднородность — комплексность. Комплексы разнообразны по составу и геометрическим формам; с севера на юг доля зональных почв в них увеличивается, формы комплексов связаны с мерзлотными деформациями и различны в минеральных и органических грунтах.

Таким образом, географо-генетические группировки почв, предлагаемые разными авторами, основываются как на зональных принципах, так и на характеристиках почвенного профиля — его строении, степени зрелости, гранулометрическом составе, химизме

горизонтов, а также на представлениях о почвообразовательных процессах. Рассмотрим основные группы процессов, протекающих в арктических и тундровых почвах.

Роли *вечной мерзлоты* в почвообразовании, выветривании, генезисе рельефа и многих других аспектах формирования и



Рис. 4.3. Криотурбации в минеральном субстрате

устойчивости ландшафтов посвящена обширная литература. Толщи мерзлых пород имеют мощность в десятки и первые сотни метров и температуру на 2–4° ниже нулевой¹, в речных долинах мерзлота часто отсутствует.

Все многообразие воздействий мерзлоты на почвы можно условно разделить на 2 группы: «пассивные», постоянно влияющие на ход основных процессов, и «активные», динамичные, время от времени вызывающие перемешивание массы почвы, нарушение границ горизонтов, усиливающие неоднородность почвенного покрова. Обе группы присущи арктическим и тундровым почвам, вторая проявляется преимущественно в тундрах на фоне постоянного избытка влаги в тундровых ландшафтах.

Близкое к дневной поверхности положение мерзлоты (от 0,5 до 1,5–2 м) определяет приповерхностную локализацию биохимических и биологических процессов, замедленность физико-химических реакций в почвах, обилие разнообразных *криотурбаций* (рис. 4.3.). «Запирание» почвенного профиля мерзлотой, как говорят исследователи тундровых почв, другими словами, затрудненный дренаж, ограничивает вынос продуктов почвообразования, и в нижних, надмерзлотных, горизонтах накапливаются водорастворимые вещества, в том числе органические. Противоположной точки зрения придерживается И.А. Соколов (1997), считающий избыточное увлажнение скорее фактором выноса продуктов почвообразования, чем их накопления. Вынос осуществляется путем латеральных миграций по кровле мерзлоты, ему также способствует развитие систем морозобойных трещин.

¹ Характеристика мерзлых пород — «криолитозоны», их образования, свойств, распространения дана в учебниках по физической географии России.

Комплексность почвенного покрова является следствием криопедотурбаций и суровости климата, ее формы разнообразны и отражают степень континентальности климата и состав субстрата. Преобладающая часть комплексов содержит примитивные почвы пятен, которые могут располагаться как на микроповышениях, так и в микропонижениях, образуя регулярную сетку, причем превышения составляют всего 20–50 см. При ограниченном развитии растительности на щебнистых грунтах формируются каменные многоугольники. Комплексность почвенного покрова ясно отражается неоднородным, пятнистым распределением растительности: от пятен водорослей на голой минеральной поверхности до мохово-осоково-пушицевых сообществ в наиболее благоприятных условиях, от лишайниково-водорослевых ценозов пятен до сложных трехъярусных ерников, чередующихся со сфагновыми торфяниками в южной тундре.

Поступление органического вещества в почву невелико (табл. 4.3), а его дальнейшая трансформация тормозится не только непосредственно климатом и мерзлотой, но и малой заселенностью почв микроорганизмами и мезофауной. Среди органоаккумулятивных горизонтов в тундровых почвах преобладают торфяные различной мощности, реже встречаются грубогумусовые и перегнойные, крайне редко — аккумулятивно-гумусовые (дерновые). Верхние горизонты почв в Арктике, имеющие мощность 2–7 см, скорее перегнойные или гумусовые; горизонты торфа там не формируются из-за сухости климата.

Таблица 4.3

Характеристики биологической продуктивности сообществ арктической и тундровой зон (по Базилевич и др., 1986)

Зоны (подзоны) и сообщества	Местонахождение пробной площади	Параметры биологической продуктивности				
		Продукция, т/га в год	Фитомасса, т/га			Морт-масса, т/га в год
			Общий запас	Надземные органы	Корни	
Арктические пустыни мохово-лишайниковые с травами	Земля Франца-Иосифа	0,24	1,58	1,29	0,29	1,64
Арктические тундры травяно-кустарничково-моховые	Новосибирские о-ва	1,39	5,38	1,52	3,86	2,66
Типичные тундры дриадово-моховые	Байдарцакская губа	1,19	12,96	4,13	8,83	18,46
Южные тундры кустарничково-мохово-лишайниковые ерники	Большеземельская тундра	3,04	23,46	9,46	14,0	61,64

Материнские породы — морские и ледниковые глины и суглинки, аллювиально-озерные супеси и суглинки, щебнистые элювиально-солифлюкционные отложения — вносят свой вклад в разнообразие почв и строение почвенного покрова. Узкие полосы приморских равнин нередко содержат легкорастворимые соли, принесенные нагонными ветрами. Плотные породы сравнительно редко являются почвообразующими в равнинных европейских тундрах, за исключением Кольского побережья и полуострова Канин; в сибирских равнинных тундрах они отсутствуют, хотя на Таймыре почвообразующие породы местами содержат обломочный материал. В Западной Сибири среди рыхлых пород преобладают пески и супеси. Рыхлые карбонатные породы встречаются редко.

Наряду с общими для высокоширотных территорий чертами географии почв, рассмотренными выше, отметим *общие особенности почвообразования* в Арктической и Тундровой областях:

- цикличность развития почв и их постоянная молодость как следствие мерзлотного перемешивания. Наблюдаемый исследователем профиль отражает обычно определенную стадию эволюции почвы, которая, не достигнув зрелости, может вернуться вновь к нуль-моменту;
- слабая дифференциация профиля, сочетание унаследованных от материнских пород текстур с криогенными структурами;
- незначительный пedomорфизм минеральной массы, выражающийся в сохранности состава первичных минералов, элементов строения глинистого материала материнской породы и ряда физико-химических свойств почв;
- замедленное преобразование органического вещества и формирование слабо развитого гумусово-аккумулятивного, грубогумусового или перегнойного горизонта в автономных почвах и торфяного — в почвах с дополнительным увлажнением.

4.2. АРКТИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

Сведения об арктических почвах крайне отрывочны: опубликовано лишь несколько статей о почвах Северной Земли и Новой Земли (Иванов, 1931; Михайлов, 1960; Говоренков, 1981; Апарин, 1997).

Географы, мерзлотоведы, геоботаники подчеркивают исключительно малую мощность деятельного слоя (см. табл. 4.1) и ограниченность развития почвенного покрова даже на аккумулятивных суглинисто-глинистых и абразионных равнинах за счет широкого распространения разнообразных каменистых образований (каменных котлов, венков, полос, россыпей и т.д.). Редкие растительные сообщества представлены мохово-лишайнико-

выми группировками с единичными высшими растениями — дриадой, камнеломками, арктоусом, кассиопеей, полярным маком. Сомкнутость растительного покрова, по оценкам Б.Ф. Говоренкова, составляет от 3–5% в автономных позициях до 30–50% в относительно увлажненных термоэрозионных ложбинах. Материнскими породами служат морские и ледниково-морские суглинки и глины, а также делювиальные, солифлюкционные щебнисто-мелкоземистые субстраты.

Арктические почвы сочетаются с почвами-пленками и непочвенными образованиями. Для арктических почв характерно сохранение породных черт строения твердой фазы в сочетании с криогенным оструктурированием и дифференциацией материала по крупности. Бурый цвет почвенной массы — результат быстрого осаждения в условиях хорошей аэрации того небольшого количества соединений железа, которое успело перейти в подвижное состояние за короткий период оттаивания. Верхние 2–7 см слегка прокрашены гумусом, содержание которого 2–4%. Гумус фульватный и, несмотря на насыщенность основаниями и присутствие карбонатов, химически инертный. Малая мощность деятельного слоя вызывает боковое распространение корней, масса которых обычно больше надземной фитомассы. Поступление в почву органических остатков отличается рядом особенностей. Например, их перераспределение на поверхности почвы зависит от таких локальных факторов, как ветровой режим, микро- и нанорельеф. В защищенных от ветра участках могут формироваться значительные (до 0,5 м) накопления органического детрита.

Почвы имеют нейтральную до слабокислой реакцию, в них отчетливо выражены динамические и структурные криогенные признаки. Нижние поверхности обломков бывают покрыты карбонатным налетом. Оглеение отсутствует даже на контакте с мерзлотой вследствие недостаточного увлажнения и ничтожной биологической активности арктических почв, что объясняет прежнее название почв — «скрытоглеевые» (Крейда, 1958; Игнатенко, 1963). Отмечается своеобразная дифференциация профиля по илу — обеднение илом верхних 2–5 см, что объясняется его выносом с поверхностным стоком.

Среди арктических почв иногда выделяют *пустынно-арктические*. Они имеют слабощелочную или нейтральную реакцию, не выщелочены от карбонатов, в них относительно слабо выражены криогенные признаки и поверхностное обеднение илом, наблюдаются признаки засоления вследствие импульверизации солей и/или их накопления в ходе выветривания. В ряде районов описаны *арктические солончаки*, хотя солевые корочки, содержащие галит (NaCl) и тенардит (Na₂SO₄), неустойчивы и могут исчезать даже с переменной погодой. Пустынно-арктические почвы тяготеют

к самым континентальным регионам Арктики, с одной стороны, и к условиям локальных «эксцессов» — с другой, например к участкам, находящимся в ветровой тени или подверженным влиянию орографических ураганных ветров (Горячкин и др., 1997).

Наряду с арктическими почвами в составе почвенного покрова участвуют торфянистые почвы термоэрозионных ложбин под мохово-лишайниковым покровом, отличающиеся, по наблюдениям Б.Ф. Апарина, более легким гранулометрическим составом и пропитанностью гумусом.

Среди микроструктур почвенного покрова преобладают каменно-многоугольные комплексы на относительно ровных участках, слабо подверженных склоновым мерзлотным процессам. Размеры полигонов варьируют от 0,5 до 10–20 м, границы резкие и обозначены либо трещинами, иногда с полосами растительности, либо бордюрами из крупных обломков пород (больше 10–15 см). Центры полигонов содержат меньше обломочного материала (гравия), разбиты сетью мелких трещин, лишены растительности и практически почв, если не считать «почв-пленок» с еле заметными признаками почвообразования под пятнами водорослей. На склонах мерзлотные полигональные комплексы сочетаются с древовидно-полосчатыми солифлюкционными комбинациями.

Таким образом, в состав комплексов автономных позиций входят 2 или 3 почвы: зональные, т.е. арктические; почвы-пленки пятен карбонатные и засоленные; относительно увлажненные почвы каменных бордюров или трещин. Вариации в свойствах арктических почв незначительны, тем не менее они позволяют почвоведом подразделять почвы по мощности и щебнистости, карбонатности, характеру гумуса (дерновые или гумусные, перегнойные) (Почвенная карта Арктики // Атлас Арктики, 1985; Почвенная карта РСФСР, 1988).

4.3. ТУНДРОВАЯ ОБЛАСТЬ

Равнинные варианты тундр распространены на Восточно-Европейской равнине, низменных полуостровах Ямал и Гыдан, Северо-Сибирской, Яно-Индибирской и Колымской низменностях. Небольшие территории равнинных тундр встречаются на Чукотке и Анадырской низменности. Огромные массивы почти не изученных в почвенном отношении горных тундр расположены на северо-востоке; горные тундры занимают также хребет Бырранга на Таймыре, Полярный Урал и Хибины. В равнинных частях тундровой зоны не всегда прослеживаются все три подзоны (рис. 4.4).








Подзона	Провинция							
	Европейская		Полярно-Уральская	Западно-Сибирская	Восточно-Сибирская		Ануйско-Ичигемская	Анадырская
	Кольские тундры	Мало- и большеземельские тундры			Таймырские тундры	Якутские тундры		
Арктическая								
Типичная								
Южная								

Рис. 4.4. Выраженность зональных закономерностей в провинциях Тундровой области. Штриховкой показаны горные тундры

4.3.1. Подзональные различия в факторах почвообразования и разделение на почвенно-географические провинции

С севера на юг на фоне низких летних и крайне низких зимних температур при малом количестве осадков происходит смена подзон арктических, типичных и южных тундр. В этом ряду тундр отчетливо видны изменения растительного покрова, мощности деятельного слоя, интенсивности почвообразования, характера мерзлотных явлений, форм почвенных комплексов.

Арктические тундры отличаются изреженностью мохово-лишайниковой растительности. Наиболее сухие участки (песчаные гряды, крутые склоны) заняты лишайниковой тундрой, слабодренированные увалы — травяно-моховой. На пологих склонах и равнинах господствует пятнистая нанополигональная тундра с редким мохово-лишайниковым покровом, к понижениям приурочены полигональные осоково-пушицевые болота.

Типичные тундры имеют более разнообразный и сомкнутый травяно-мохово-кустарничковый покров. Кустарнички (вороника, брусника, голубика) и редкие карликовые березки с ивами образуют верхний ярус; нижний ярус состоит из мхов, пятен лишайников (*Cladonia*, *Cetraria*), отдельных растений дриады, арктоуса, кассиопеи, морошки. Много осоково-пушицевых низинных болот и торфяников.

Широкое распространение торфяников, вплоть до сплошных массивов крупнобугристой торфяной тундры, безраздельное господство кустарничковых сообществ (зарослей карликовой березки, ивы и ольхи — *Betula nana*, *B. exilis*, *Salix glauca*, *Alnus fruticosa*) и появление отдельных деревьев в хорошо защищенных местах характерны для *южной тундры*. Пятна, лишённые растительности, занимают относительно небольшие площади, так как они быстро зарастают. Ерники — сообщества карликовой березки

с ивами — достигают полуметровой высоты, их мохово-травяной ярус разнообразен по составу, и в нем встречаются лесные виды. В Сибири кустарниковые сообщества южных тундр представлены ольховниками, а также пушичниками с осокой (*Carex lungens*); значительное участие лиственницы и бореальных видов травянистых растений объясняет название «тундролесье», данное Ю.П. Пармузиным южным тундрам северо-востока (Чернов, Матвеева, 1986). Заметно возрастает в южных тундрах общий запас фитомассы (см. табл. 4.3).

Южные тундры были покрыты лесом в ксеротермические периоды голоцена, о чем свидетельствуют остатки древесной растительности в торфах, отложившихся 3000–7000 лет назад, данные спорово-пыльцевого анализа, а также обнаруженные Ю.А. Ливеровским еще в 1933 г. профили лесных почв, погребенных под толщей торфа.

Широтные подзональные различия отчетливо выражены на равнинах, составляющих более половины площади Тундровой области. Они проявляются на фоне региональных различий, связанных с рельефом и материнскими породами, а также с нарастанием континентальности климата к востоку. Региональные особенности тундр проявляются в спектрах подзон (рис. 4.4), в специфике почвенного криогенеза, процессах трансформации органического вещества, следовательно, в специфике почвооб-

Таблица 4.4

Почвенно-географическое деление Тундровой области

Районирование	Территориальные единицы					
Почвенно-экологическое, 2001 (провинции)	Европейская	<i>Полярно-Уральская</i>	Западно-Сибирская	Восточно-Сибирская	<i>Анойско-Ичигемская</i>	Чукотская
Почвенно-географическое, 1983 (провинции)	Кольская, Канинско-Печорская	<i>Урало-Новоземельская</i>	Северо-Сибирская <i>Таймырская</i>		<i>Чукотская</i>	Чукотско-Анадырская
Физико-географическое, 1989 (области)	Северо-Кольская, Тимано-Большеземельская	<i>Полярно-Уральская</i>	Тундровая, лесотундровая	<i>Бырранга, Путорана,</i> лесотундровая	Тундровая	Анадырско-Пенжинская
Региональное разделение («тундры»)	кольские, канинские, мало- и большеземельские	<i>Полярно-Уральские</i>	ямальские, гыданские	таймырские	<i>северо-восточные</i>	чукотские, анадырские

Примечание. Курсивом выделены горные провинции.

разования вплоть до развития особых почв. С запада на восток изменяются также геометрические формы криогенных комплексов. Перечисленные черты почвообразования (и его факторов) были положены в основу выделения отдельных регионов или индивидуальных ландшафтов тундр, в целом соответствующих провинциям в схемах почвенно-географического и почвенно-экологического районирования. Границы и названия территориальных единиц несколько различаются (табл. 4.4).

4.3.2. Общие черты тундрового почвообразования

Низкие температуры, краткость периода активного почвообразования и мерзлота продолжают оставаться в Тундровой области лимитирующими факторами формирования почв, так же как и в Арктической области. К ним добавляется избыточное увлажнение: атмосферное поверхностное и надмерзлотное внутрпочвенное. Растительность и почвенная биота начинают вносить более заметный вклад в формирование почвенных профилей, а материнские породы — определять их разнообразие. Структуры почвенного покрова носят ярко выраженный криогенный характер; более того, комплексность достигает максимальной выраженности в типичных тундрах. Различия между автономными и подчиненными почвами невелики («тундрово-болотная полоса» 1930-х гг.) и проявляются главным образом в повышенной обводненности последних.

В формировании профиля тундровых почв (тундровых глееземов) участвуют 3 группы почвообразовательных процессов: *органоаккумулятивный*, продуцирующий торфяной, сухоторфяной или грубогумусовый горизонт, *оглеение* и *криогенез*.

Гумусово- или органоаккумулятивный процесс характеризуется малой интенсивностью трансформации растительного материала, о чем свидетельствует быстрое нарастание объемов аккумуляции мортмассы (см. табл. 4.3). Участие мезофауны, главным образом сапрофагов, в переработке органических остатков очень мало. Число видов ограничено, преобладают коллемболы, энхитреиды, личинки комаров; они населяют органогенный слой или полосу контакта органического и верхнего минерального горизонтов.

Надземные части растений, масса которых приблизительно в 2 раза меньше корневой массы, не полностью попадают в почву, так как их мелкие частички («труха», или «детрит») переносятся ветром и водой, задерживаясь у каких-либо препятствий. Преобладание корневого опада благоприятно для почвообразования,

но, поскольку трансформация растительных остатков ограничена низкими температурами и избытком влаги, формируются мало-мощные торфяные, реже грубогумусовые горизонты. Дерновые или перегнойные горизонты свойственны континентальным тундрам, перегнойные бывают приурочены к карбонатным породам в типичной и южной тундре, а сухоторфяные горизонты образуются в самых суровых условиях климата и на плотных породах.

Параллельно с образованием органоаккумулятивных горизонтов происходит накопление в надмерзлотной почвенной толще гумуса в количествах от 0,5 до 3%. Этому способствуют близость мерзлоты, определяющая низкие температуры, заторможенность вертикальных миграций и оттока веществ, а также обилие минеральных коллоидов и слабый вынос оснований. В.Д. Васильевская (1981) связывала второй максимум на кривой распределения гумуса с внутрипрофильным гумусообразованием; Н.А. Караваева и В.О. Таргульян (1978) называли это явление *надмерзлотной ретинизацией гумуса*; И.Б. Арчегова (1972) и И.В. Забоева (1975) — пропитанностью гумусом. В последние годы обогащение органическим веществом верхних минеральных горизонтов объясняется также процессами мерзлотного перемешивания (*криотурбациями*). К характерным особенностям гумуса минеральных горизонтов относятся фульватный состав, но неагрессивный характер фульвокислот, простота строения гуминовых кислот и их подвижность.

Таким образом, специфика гумусового профиля тундровых почв заключается в «двухъярусности». Она отражает особенности преобразования органических остатков в органогенных горизонтах и накопления собственно гумуса в нижних минеральных горизонтах, холодных, оглеенных, водонасыщенных.

Процессы оглеения различаются по источнику переувлажнения: собственно *поверхностное оглеение* и *надмерзлотное оглеение*. Поверхностное оглеение непосредственно связано с атмосферными осадками, постоянной повышенной влажностью воздуха, медленной фильтрацией, низкой испаряемостью с поверхности почв под органогенным слоем, дефицитом кислорода за счет потребления его корнями растений; признаки оглеения вниз по профилю ослабевают. Поверхностное оглеение присуще почвам с относительно глубоким залеганием мерзлоты, т.е. почвам районов с более мягким климатом. Надмерзлотное оглеение — следствие застоя почвенных вод над слоем мерзлоты — свойственно почвам континентальных тундр.

Глеевые горизонты тундровых почв так же динамичны, как и глеевые горизонты лесных и болотных почв, но более однообразны по окраске и сложению. Максимально морфологически оглеены бывают надмерзлотные горизонты, монотонно-сизый цвет

которых иногда изменяется на синий или голубой. В верхней части глеевого горизонта обычно находится зона окисления, или «окисленный глей», — полоса пятен разного размера и цвета: от белесоватых до охристо-ржавых. Иногда над сизым горизонтом залегает яркая охристая или ржаво-бурая узкая полоска. Морфохроматические формы глея Л.А. Фоминых и О.И. Худяков (1997) связывают с разным генезисом отложений: «охристо-пятнистые» — с озерным или древнепойменным, сизые монотонные — с низинными болотами.

Повышенные содержания несиликатного железа отмечаются в окисленных горизонтах или их фрагментах, тогда как сизые глеевые горизонты бывают им обеднены. Имеет место, однако, устойчивая реакция на двухвалентное железо $0,1$ н серноокислой вытяжки, что свидетельствует о восстановительной среде и мобилизации самых подвижных соединений железа.

Минеральные оглеенные горизонты тундровых глееземов однородны по валовому и механическому составу. Современные процессы дифференциации профиля маловероятны при собственных этим почвам физико-химических условиях и мерзлотном застойном типе водного режима, а древние, если они и протекали, то почти не оставили отпечатков в криотурбированном профиле. Пересыщенность влагой и оглеение определяют высокую дисперсность почвенной массы, а криогенные процессы, как постоянные, так и динамические, способствуют ее однородности. Чтобы подчеркнуть своеобразие минеральных горизонтов тундровых почв, Ю.А. Ливеровский называл их криоглеевыми (1983).

Криогенные процессы массо- и влагообмена препятствуют структурообразованию в минеральной глеевой толще или создают специфические мерзлотные структуры, например «икряные», обнаруженные в конце 60-х гг. XX в. И.Т. Кошелевой. Характерна микросортировка частиц мелкозема по крупности, приводящая к формированию видимых в шлифах под микроскопом колец песчаных или крупнопылеватых минеральных зерен в пылевато-глинистой массе. Следствием криогенеза может быть и однородный пылеватый механический состав отложений, что было показано В.Н. Конищевым (1978).

Своеобразное сочетание гранулометрических, физико-химических свойств почвенной массы и климатических режимов вызывает появление в грунтах *тиксотропности* — приобретение ими подвижности при механических воздействиях с последующим самопроизвольным затвердеванием. Тиксотропность лучше всего выражена в суглинистых почвах типичной тундры и северной части южной тундры; к северу и к югу от этой полосы она исчезает. Ю.А. Ливеровский (1937) так описывает это своеобразное явление: «Почва кажется твердой, но стоит по ней пробежать

человеку или пройти стаду оленей, как она тотчас же становится вязкой, как тесто, зыблется и качается, как сплавина на зарастающем озере» (с. 19).



Рис. 4.5. Пятно



Рис.4.6. Пятнистая тундра

Криопедотурбации, приводящие к нарушению целостности почвенного слоя, повсеместны в тундрах и приводят к появлению голых, лишенных растительности пятен, которые с течением времени зарастают (водорослями, лишайниками, мхами), сливаясь с ненарушенными участками (рис. 4,5, 4,6). Площадь, занимаемая пятнами, составляет от 30 до 70% территории. Поскольку пятна непрерывно возникают на разных местах, нетрудно представить себе, что практически все тундровые почвы в какой-то момент пережили стадию пятен, и даже не один раз. В этом состоит важная специфическая особенность тундровых почв, и она имеет генетические и классификационные следствия.

В эволюционно-генетическом отношении тундровые почвы рассматриваются как постоянно молодые, их субстрат часто перемешивается. Почвообразование носит циклический характер, формирование горизонтов затруднено. При такой динамичности почвенного покрова трудно определить типичный почвенный профиль, поскольку любой профиль может представлять какую-либо стадию в восстановлении почвы зарастающего пятна. Иногда под типичным профилем тундровой почвы понимается комплекс условно зрелой почвы и примитивной почвы пятна, в таком случае возникает вопрос о горизонтальных границах почвы как почвенного тела. Все эти обстоятельства вносят определенные осложнения в вопросы классификационного разделения тундровых почв. В классификациях, основанных на факторно-эволюционно-генетических принципах, основные трудности связаны с выявлением той стадии эволюции почвы, которая соответствует «типичной» комбинации факторов почвообразования, определяющей принадлежность почвы к генетическому типу; при субстантивно-генетическом подходе возникают трудности с нахождением физического объема диагностических горизонтов в изменяющемся профиле тундровой почвы. Не исключено, что криогенная динамичность может отчасти объяснить обилие названий, даваемых исследователями таким простым и однообразным, на первый взгляд, почвам высоких широт.

4.3.3. Основные формы тундрового микрорельефа и типы почвенных комплексов

На примере тундр Обской губы Е.Н. Ивановой в 1962¹ были выделены по формам и происхождению две генетические группы нанорельефа и связанных с ним почвенных комплексов в

¹ *Иванова Е.Н.* Некоторые закономерности строения почвенного покрова в тундре и лесотундре побережья Обской губы //О почвах Урала, Западной и Центральной Сибири. М., 1962. С. 49–117.

минеральных грунтах: пучинно-бугорковатых и трещинно-полигональных. В органогенных грунтах были выявлены собственные формы комплексов (табл. 4.5).

Пучинно-бугорковатые формы свойственны тундрам с относительно мягким и влажным климатом, они включают разные варианты пятнистых, пучинно-пятнистых, мелкобугристых пучинно-солифлюкционных и других образований. Размеры и конфигурация положительных форм могут варьировать в широких пределах, участие пятен в почвенном покрове колеблется от 30 до 80%. Голые пятна размером с тарелку или колесо грузовика, полностью лишенные высшей растительности, могут располагаться как на повышениях (высотой 10–30 см), так и в микропонижениях между бугорками. Образование пучинно-бугорковатых форм связано с неравномерным изменением объема при промерзании суглинистого переувлажненного грунта в отсутствие свободной влаги и обычно имеет место в почвах с тиксотропными глеевыми горизонтами. Процессы вспучивания могут сопровождаться разрывами дернины и излиянием минеральной массы; именно таким образом объяснял образование пятнистой тундры еще В.Н. Сукачев в 1911 г. Исследования мерзлотоведов не опровергли его гипотезу, а лишь дополнили ее наблюдениями и расчетами. Другой путь образования пятнистых тундр — пучение, рост бугорков и их деградация как следствие изменения микроклиматических условий и нарушений в растительном покрове. Полное разрушение бугорков сменяется стадией пятен, или деструктивных пятен, которые оказываются ниже соседних, еще не разрушенных или растущих бугорков, и под их защитой начинают довольно быстро зарастать лишайниками и мхами.

Таблица 4.5

Преобладающие формы комплексов в минеральных и органических почвах

Группы провинций	Формы комплексов в подзонах тундр		
	арктической	типичной	южной
Слабоконтинентальных	Трещинно-нано-полигональные, каменно-многоугольниковые	Пучинно-бугорковатые, пучинно-пятнистые	Бугорковатые Крупнобугристые*
Умеренно континентальных	Пятнисто-нано-полигональные	Трещинно-нано-полигональные	Кочкарные Бугорковатые Крупнобугристые
	Полигонально-валиковые*		
Экстраконтинентальных	Трещинно-нанополлигональные		
	Полигонально-валиковые*		

* Формы комплексов в органических почвах.

Механизм образования пучинно-бугорковатых комплексов и отдельные циклы развития почв были подробно рассмотрены Е.Н. Ивановой на примере хибинских и ямало-гыданских тундр. Оптимальные условия появления пучинно-бугорковатых комплексов Е.Н. Иванова отмечает в слабоконтинентальных типичных тундрах. К северу уменьшается контрастность в условиях существования растительности и бугорковато-пятнистая тундра сменяется относительно однородной «ковровой». Суровость климата определяет медленное зарастание пятен, и площадь голых пятен увеличивается к северу.

Трещинно-полигональные комплексы свойственны арктическим и континентальным сибирским тундрам. Они формируются при относительно малом обводнении, слабой тиксотропности грунтов, быстром промерзании с участием агентов механической денудации. Размеры полигонов колеблются от 0,5 до 1 м, форма часто правильная; превышение над окружающими желобками-трещинами 10–20 см (рис. 4.7). Зарастание пятен в центрах полигонов происходит медленнее, чем в случае пучинных форм, в силу более суровых условий и постоянного образования новых трещин. На голых пятнах сначала поселяются водоросли. По мнению А.А. Григорьева, начало зарастания лишайниками и мхами приходится на отдельные теплые годы. Поверхность пятна в центре полигона, несмотря на ничтожно малое превышение, оказывается в иных гидротермических условиях, чем ее окружение: она более подвержена ветрам, но раньше оттаивает и лучше аэрируется за счет постоянно возникающих трещин и трещинок, а

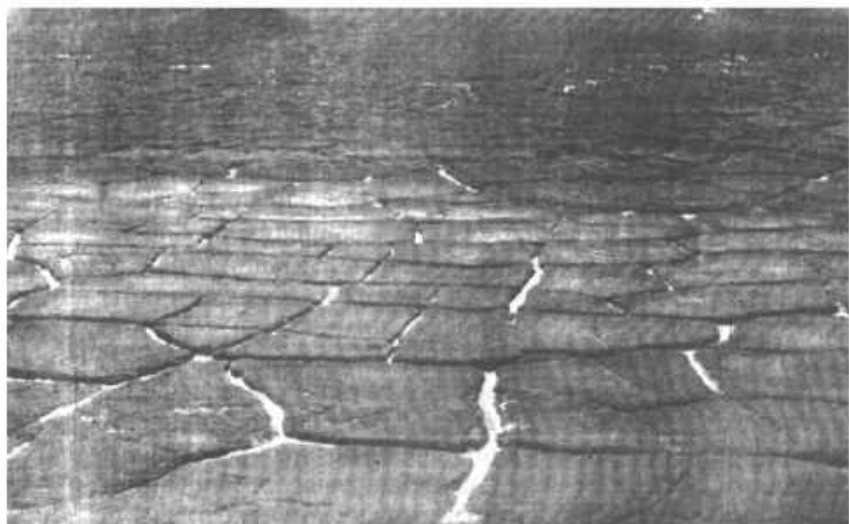


Рис. 4.7. Трещинно-полигональные комплексы

также пористого сложения, свойственного ее верхней части; с нее смывается мелкозем. В результате почвообразование на пятне и вне его различно: на пятне слабее идут процессы выщелачивания, оглеения, гумусонакопления. Почвы пятен выделяются как самостоятельные почвы — компоненты почвенных комплексов. Они называются почвами пятен, остаточными нейтральными почвами пятен, почвами пятен засоления и/или карбонатными. Процесс зарастания пятен и формирования условно развитой почвы постепенно прогрессирует одновременно с новыми циклами пятнообразования на соседних участках.

Формы нано- и микрорельефа минеральных грунтов, связанные с пучением и растрескиванием, осложняются нередко солифлюкционными полосами с сортировкой мелкозема и обломочного материала.

Среди торфяных болот в типичных и южных тундрах широко распространены *бугристые* и *кочкарные* формы. Очень выразительное описание крупнобугристой тундры приводится Г.И. Танфильевым: «Бугристая тундра покрыта, как доска шашками, громадными торфяными буграми самой разнообразной формы и в различных стадиях развития, начиная с ничтожной кочки и кончая уже вполне сложившимся и, по-видимому, уже мало растущим бугром. Они бывают то округлыми, то вытянутыми в длину, то перетянутыми в середине, то угловатыми, то звездообразными. Бока, или склоны, этих бугров всегда очень крутые»¹. Наряду с крупнобугристыми, широко распространены плоскобугристые торфяники и полигональные, тяготеющие к более суровым условиям.

Поверхность торфяных бугров часто трещиновата, покрыта мелкими бугорками и служит излюбленным местом выпаса леммингов, куропаток и даже оленей. Кустарниково-лишайниковая растительность бугров явно не является торфообразующей, что в сочетании с характером торфа и нахождением в нем древесных остатков свидетельствует о реликтовом характере торфяников. Теория эволюции торфяных болот в мерзлотной области разрабатывалась Н.И. Пьявченко (1975), выявившим циклы роста торфяников в связи с климатическими флуктуациями в голоцене. Так, в атлантическое время при высокой обводненности накапливались большие массы слаборазложившихся торфов, в более сухом и не самом холодном суббореальном периоде возросли темпы разложения органического материала и начали образовываться ледяные ядра. Они периодически разрушались и вновь формировались в связи с общими климатическими трендами, термокарстом и термоэрозией. Сценарии развития торфяников имели и региональную специфику, которая для некоторых регионов

¹ Цит. по: Глинка К.Д. Почвы России и прилегающих стран. М.; Пг., 1923. С. 24.

подтверждается радиоуглеродными датами. В целом же Н.И. Пьявченко считает реликтовыми плоско- и крупнобугристые, а также полигональные торфяники.

Размеры бугров максимальны в южной тундре (высота до 5 м); в ядрах бугров присутствует мерзлота. Наличие нескольких ледяных линз И.И. Канев (1997) связывает с разными циклами оттаивания, как современными, так и древними. Торфяные почвы на таких торфяниках называют деструктивными (Классификация..., 2004). Деградация, или разрушение, торфяников проявляется в «оземлении» торфа, т.е. его минерализации с образованием бесструктурного землистого материала; на поверхности бугров возникают трещины, а в составе растительности сфагновые мхи не преобладают.

Кочкарные формы приурочены к осоково-пушицевым болотам. Кочки имеют 1–2 м в диаметре и до 5 м в высоту, они состоят из остатков травянистой растительности и мхов, сильно обводнены. Иногда кочкарные или мелкобугристые формы сочетаются с полигонально-валиковыми.

Подведем итоги рассмотрения форм тундрового микро- и нанорельефа.

- Минеральным и органическим субстратам свойственны различные формы микро- и нанорельефа. В минеральных грунтах вследствие процессов пучения образуются бугорковатопятнистые формы, при процессах трещинообразования — трещинно-полигональные. В органогенных почвах распространены крупно- и плоскобугристые, бугристые, кочкарные и полигонально-валиковые формы; последние свойственны низинным болотам.
- Между эволюцией форм микро- и нанорельефа и профилей почв существует тесная связь; в почвах сохраняются остаточные признаки от предыдущих эволюционных стадий.

4.3.4. Региональные особенности почвенного покрова тундр

Поскольку в схемах районирования тундр имеются определенные различия (см. табл. 4.4), характеристика дается по 4 крупным регионам (Восточно-Европейская равнина, Западно-Сибирская низменность, Восточная Сибирь, северо-восток России), внутри которых рассматриваются наиболее характерные черты почв и почвенного покрова.

Восточноевропейские тундры включают кольские, или хибинские¹, тундры; канинско-печорские, разделяемые на канинские, малоземельские и большеземельские; островные (Новая Земля, Вайгач, Колгуев); тундры возвышенностей Тимана и Пай-Хоя.

В основании Кольского полуострова находится древний кристаллический фундамент с многочисленными разломами и сбросами, определяющими общее строение рельефа, перекрытый тонким плащом сильно завалуненной песчанистой морены. Неровный холмистый рельеф создается скоплениями моренных холмов, камами и озами, много выходов кристаллических пород. Тектонические и выработанные ледником депрессии заняты бесчисленными озерами или болотами. Легкий механический состав и щебнистость почвообразующих пород, локальное распространение мерзлоты и относительно мягкий климат обеспечивают преимущественное развитие одного из трех главных направлений тундрового почвообразования: гумусообразования, криогенеза и оглеения. Гумусообразование проявляется в виде накопления гумуса, грубого и иллювиального. Криогенез приводит к дифференциации мелкоземистого и обломочного материала: каменных многоугольников, колец, полос; криогенная комплексность почвенно-растительного покрова выражена слабо. Оглеение имеет подчиненное значение и проявляется в полной мере только в почвах на редко встречающихся суглинках и в почвах понижений.

Преобладающими почвами северной возвышенной абразионной равнины, тянущейся вдоль Мурманского побережья, являются тундровые иллювиально-гумусовые почвы (или тундровые подбуры, иллювиально-гумусовые подбуры) под ерниками или чернично-вороничными мохово-лишайниковыми тундрами. Встречаются также сочетания тундровых подбуров с болотными, торфяными глееземами и грубогумусовыми примитивными почвами (литоземами) и со скальными выходами. Южнее, на равнине центральной части полуострова, тянется полоса болот (рис. 4.8), на юго-востоке — с мерзлотой в центрах бугров. Климатические условия и легкий механический состав отложений объясняют проникновение далеко на север таежных иллювиально-гумусовых подзолов.

Тундры полуострова Канин различаются в его северной трети и остальной части в большей степени в связи с рельефом и породами, чем с подзональными биоклиматическими факторами. Северная часть представляет собой денудированную гряду со следами ледниковой экзарации, сложенную сланцами и другими метаморфическими породами, с небольшими участками мало-мощных щебнистых ледниковых отложений. К рыхлым отложе-

¹ Название дано в 1930-е гг. первыми исследователями этих почв Е.Н. Ивановой, Н.А. Копосовым и О.А. Полынцевой.



Рис. 4.8. Заболоченная равнинная тундра на Кольском полуострове

ниям приурочены лишайниковые и кустарничково-лишайниковые тундры на грубогумусовых литоземах; почвенный покров фрагментарен и нарушается скальными выходами.

Центральная и южная части полуострова представляют собой аккумулятивные морские террасы и отличаются сильной заболоченностью, которая определяется не только равнинным рельефом, господством песчано-глинистых отложений и наличием вечной мерзлоты, но и повышенной влажностью в связи с географическим положением. Болотные почвы, низинные и мерзлотные торфяники занимают больше половины территории; самыми «сухими» в этой ситуации оказываются болотно-тундровые почвы на легких суглинках и супесях в относительно дренированных позициях рельефа.

Островные тундры (острова Колгуев, Вайгач, Южный остров Новой Земли) формируются в условиях лучшей дренированности, хотя также на отложениях бореальной трансгрессии. К востоку возрастает участие в почвенном покрове «зональных» почв: арктотундровых (тундровых скрытоглеевых, по Н.А. Крейде, 1958) и тундрово-глеевых, т.е. разных глееземов. Они образуют трещинно-полигональные и пучинно-бугорковатые комплексы, а на сильнощебнистых породах — каменно-многоугольниковые. Арктотундровые почвы в комплексах встречаются в центре полигонов, в некоторых полигонах они практически не отличаются от почв пятен, так как очень слабо задернованы и бедны гумусом. Периферические части полигонов заняты перегнойно-глеевыми почвами, а наиболее глубокие понижения — торфянисто-глеевыми. Тиксотропность почти не выражена.

На высоких дренируемых участках морских террас в арктотундровых почвах обнаруживается накопление солей на поверхности

вплоть до образования тонких солевых корочек. На карбонатных породах торфяной горизонт тундрово-глеевых почв уступает место перегнойному.

На Южном острове Новой Земли локальные «геогенные» факторы (ветровой и снежный режимы, особенности пород) местами приводят к появлению грубогумусовых рендзин и альфегумусовых подзолов (Горячкин и др., 1997).

Холмистый и пологоувалистый рельеф характерен также для моренных равнин малоземельских и большеземельских тундр, расположенных соответственно к западу и востоку от Печоры. Морены суглинистые, песчано-суглинистые, слабошебнистые. По побережью распространены глины ледниково-морских террас, по речным долинам — массивы флювиогляциальных песков. На относительно дренируемых участках на суглинках и глинах под травяно-кустарничково-моховыми сообществами преобладают тундрово-глеевые почвы (глееземы типичные и торфянисто-перегнойные). Их сильная тиксотропность и особенности гидротермического режима определяют широкое развитие здесь пучинно-бугорковатых комплексов пятнистой тундры. Пятна зарастают сравнительно быстро, и комплекс состоит из трех компонентов: тундрово-глеевой почвы, торфянисто- или торфяно-глеевой и остаточной-глеевой почвы пятна. На песках комплексность выражена слабо, профиль почв более развит; иллювиально-гумусовые почвы чередуются с карликовыми иллювиально-гумусовыми подзолами.

Полноразвитые почвы южных кустарниковых тундр на суглинках имеют дифференцированный профиль, что различным образом отражено в их названиях: тундровые поверхностно-глеевые оподзоленные, тундрово-глеевые оподзоленные, тундровые дифференцированные, тундровые элювиально-глеевые, глееземы дифференцированные, глееземы иллювиально-глинистые. Цветовая и текстурная дифференцированность профиля отмечалась давно (Ливеровский, 1924; Крейда, 1958) и связывалась с подзолистым процессом, что соответствовало представлению о наложении подзолистого процесса на тундровое почвообразование в переходной к тайге подзоне тундры. Позднее дифференциация профиля объяснялась элювиальным оглеением, в последние годы она рассматривается как реликтовая, сохранившаяся с атлантического времени, когда южные тундры были под лесом. Различия между почвами (компонентами комплексов на суглинках пологоувалистых моренных равнин) в южной тундре касаются только верхнего полуметра профиля и проявляются в характере органических горизонтов (торфянистых или перегнойных), степени оглеенности и наличии почв пятен. Нижние горизонты отличаются от верхних не более чем на градацию гранулометри-

ческого состава, имеют темно-бурую окраску (с налагающимися морфохроматическими признаками оглеения), ореховато-призмовидную структуру и коричневато-сизые глинистые кутаны. Стадия пятна непродолжительна, а сами пятна могут быть непосредственным результатом как криогенных деформаций, так и деградации бугров. К пескам приурочены маломощные или карликовые железисто-гумусово-иллювиальные подзолы. Болотные почвы играют существенную роль в почвенном покрове большеземельских и малоземельских тундр. Они образуют обширные массивы крупно- и плоскобугристых торфяников, как правило с ледяными ядрами. На части бугров встречаются торфяные деструктивные почвы. На морских террасах в составе болотных комплексов возрастает доля низинных торфяников.

На возвышенностях Тиманских гряд, отрогах хребта Пай-Хой, сложенных сланцами, песчаниками и известняками, примитивные щелнистые почвы — литоземы, грубогумусовые и сухоторфянистые — чередуются со скальными выходами.

Тундры *Западной Сибири* занимают полностью полуострова Ямал, Гыдан, Тазовский и узкую приморскую полосу Западно-Сибирской низменности — междуречья Оби, Надыма, Пура, Таза и Енисея в их низовьях. Территория сложена мощной толщей рыхлых четвертичных отложений, а материнскими породами на большей ее части (в центре и на юге) служат морены зырянского оледенения, озерно-аллювиальные пески и суглинки, местами развеваемые. На севере полуостровов толща осадочных отложений завершается морскими осадками. Особенно ровный рельеф характерен для побережий и восточной части Ямала, подверженных влиянию приливов и нагонных ветров. Моренные равнины центральных частей полуостровов имеют пологохолмистый рельеф; эрозионная сеть развита слабо. В центре Ямала тянется полоса песков.

Для арктических тундр на суглинках характерны пятнистые нанопolygonальные почвенные комплексы с длительно существующими незаросшими пятнами. Polygonы невелики, не всегда четко выражены; комплексы слабоконтрастны: арктотундровые слабоглеевые (гомогенно-глеевые) почвы и почвы пятен, иногда карбонатные, сменяются в микропонижениях торфянисто-перегоннойно-глееватыми и глеевыми.

На озерно-аллювиальных песках распространены иллювиально-гумусовые подбуры, а в понижениях между увалами и холмами и на приморской равнине — polygonально-валиковые комплексы торфяно-глеевых и болотных мерзлотных почв, обрамляющие все восточное побережье Ямала; в его северной части под влиянием нагонных ветров в пятнах аккумуляруются соли.

Типичные тундры Ямала и Гыданского полуострова с тундрово-глеевыми почвами в целом сходны с большеземельскими, отличаясь от них значительным участием трещинно-полигональных форм комплексов, переходных и низинных болот, а также иллювиально-гумусовых подбуров на легких породах. Состав и формы болотных комплексов разнообразны: комплексы под пушицево-осоковыми и осоково-сфагновыми сообществами образованы торфяно- и торфянисто-глеевыми иллювиально-гумусовыми почвами, болота мочажинные, бугристо- и грядово-мочажинные, полигональные, кочкарные (Тонконогов, 1977). Крупные торфяные бугры около 1 м высотой и более 10 м в поперечнике разбиты на полигоны с деградирующими торфяниками и торфяно-болотными почвами в мочажинах. Однородные ареалы почв на песках (иллювиально-гумусовых подзолов и подбуров) встречаются в центральной части на Ямале, в районе больших озер, где есть и массивы развеваемых песков, и дефлированные почвы. На Гыдане песчаные иллювиально-гумусовые подбуры распространены на востоке и юге полуострова.

Еще в 60-е гг. XX в. было замечено (Иванова, 1962; Ливеровский, Ливеровская, 1970), а впоследствии подтверждено (Тонконогов, 1977), что гыданские тундровые почвы имеют менее кислую реакцию, более высокую степень насыщенности основаниями с повышенной долей магния по сравнению с ямальскими аналогами; соответственно их органогенные горизонты являются перегнойными, а не торфяными.

На южном побережье Обской губы, в области низовий Таза и Пура, особенно характерны крупные торфяные бугры с мерзлотой, занимающие огромные площади. На минеральных грунтах здесь распространены элювиально-глеевые почвы южных тундр, в мелкобугорковатых комплексах с почвами пятен и торфяно-глеевыми почвами понижений. Приенисейская часть менее заболочена в обеих подзонах тундр, по террасам левых притоков Енисея сюда заходят железисто-иллювиальные подзолы.

Континентальные тундры *Восточной Сибири* включают равнинные и горные таймырские и равнинные североякутские тундры, разделяемые иногда на яно-индигирские и колымские.

Таймырские тундры представлены горными вариантами на горах Бырранга и равнинными — на Северо-Сибирской низменности. Горные хребты и платообразные увалы высотой до 1000 м с ледниково-экзарационными формами и современными ледниками на востоке переходят на севере в серию морских террас; многочисленны и разнообразны формы физического выветривания коренных пород и их мерзлотной сортировки.

Равнинная часть располагается в пределах Северо-Сибирской низменности, имеет холмисто-увалистый рельеф с беспо-

рядочными скоплениями песчаных гряд и бугров, озер, термокарстовых западин и моренных холмов, останцов древнеозерных поверхностей (цв. ил. 1). Широко распространены типично мерзлотные формы — крупные бугры пучения, плоскобугристые торфяники. Почвообразующие породы представлены моренными, озерными, аллювиальными (с прослоями торфа) и морскими отложениями.

Все континентальные суглинистые рыхлые породы Северо-Сибирской низменности имеют две характерные особенности, связанные с их происхождением и выделяющие их среди материнских пород тундровых почв. В.Д. Васильевская (1980) в монографии о почвах Таймыра подчеркивает эти черты как важные для понимания специфики почв. Во-первых, в гранулометрическом составе много ила и мало пыли, а во-вторых, среди обломочного материала и глинистых минералов преобладают соответственно основные породы и продукты их выветривания. Обе особенности являются следствием аккумуляции в отложениях Северо-Сибирской низменности материала с возвышающегося над ней Среднесибирского плоскогорья с многочисленными покровами основных эффузивов, которое можно рассматривать как область глобального геохимического стока. Как известно, выветривание основных пород протекает относительно быстро и приводит к образованию глинистых минералов смектитовой группы. По данным минералогических анализов, приводимых В.Д. Васильевской, в составе глин материнских пород и почв низменности вблизи северного уступа плоскогорья монтмориллонит составляет 70–80%, тогда как в почвах центральной части Таймыра его доля снижается до 40–50% (что тоже немало!). Илистый материал, образованный в ходе выветривания основных пород на плоскогорье, переносится водным и эоловым путем; кроме того, вряд ли следует исключать процессы трансформации первичных силикатов в обломочном материале основных пород в самих тундровых ландшафтах. Вероятно, климатический потенциал способен обеспечивать протекание этих процессов. По оценке В.Д. Васильевской, лето в таймырских тундрах теплее, чем в любых других, несмотря на исключительно холодные зимы. В табл. 4.6 приведены некоторые климатические показатели, иллюстрирующие суровость климата таймырских тундр, а также закономерность различий между их подзонами.

Арктические тундры северной части Таймыра выделяются среди арктических тундр других провинций суровым климатом; растительность представлена редкими и угнетенными группировками дриады, кустарничковой ивы, кассиопеи. Горные лишайниковые арктические тундры и пустыни образуют высотный пояс

Климатические показатели зон и подзон Таймырской провинции
(по Васильевской, 1980)

Зона (подзона)	Метеостанция	Среднего- довая тем- пература, °С	Средняя температура, °С		Сумма $t > 5$ °С	Осадки (год), мм
			января	июля		
Арктическая пустыня	Мыс Челюскин	-14,5	-29,6	1,5	80	209
Арктическая тундра	Таймырское озеро	-14,5	-33,1	6,5	383	283
Типичная тундра	Усть-Тарей	-13,4	-31,3	10,5	561	297
Южная тундра	Кресты	-12,3	-30,6	11,4	730	344

гор Бырранга. Широкое распространение выходов плотных пород и мерзлотных щебнистых образований определяет крайнюю фрагментарность примитивных почв — литоземов.

К югу от Таймырского озера распространены типичные и южные тундры. В типичных тундрах на основной поверхности господствуют дриадово-осоково-моховые сообщества, иногда с кустарничками и пушицей, на супесчаных и песчаных поверхностях гряд — «сухие» мохово-лишайниковые и лишайниковые группировки.

Южные кустарниковые тундры занимают полосу шириной всего 100–150 км, сужающуюся к востоку. В типичных ценозах доминантом является ольха (*Alnus fruticosa*), ерники оттесняются «в интразональные условия» (Чернов, Матвеева, 1986). Второе место занимают кочкарные пушичники с участием осок и злаков, причем в очень теплые годы настолько активно развиваются злаки, что некоторые исследователи называют такие тундры дерновинными.

Особенности климата в сочетании с отмеченными трендами в динамике растительности рассматриваются в географо-генетических представлениях о почвах тундр как проявления фациальности. В свойствах почв они отражаются как элементы гумусово-аккумулятивного почвообразования, которому способствует региональная специфика минералогического состава материнских пород. В результате почвы таймырских тундр выделяются развитым (для тундровых условий!) гумусовым (не органогенным) горизонтом, и автономные почвы типичной и южной тундры названы тундровыми гумусными, иногда тундровыми дерновыми, глееватыми и глеевыми. Напомним, что они приурочены к самым дренируемым позициям и к суглинкам, среди которых встречаются и карбонатные. Как и в большинстве континентальных тундр, в ареалах тундровых гумусных глееватых почв преобладают трещинно-нанополигональные формы комплексов.

Если тундровые гумусные глееватые почвы считаются характерными для провинции, хотя и мало распространенными, то тундрово-глеевые почвы (глееземы типичные, криоземы глеевые) преобладают на относительно дренируемых участках. По особенностям микрорельефа и растительности они разделяются на пятнистые дриадово-гилакомиевые, бугорковатые пушицево-мохово-кустарничковые и трещинно-нанопolygonальные разно-травно-кустарничково-мохово-лишайниковые. Во всех случаях комплексность почвенного покрова выражена ясно, хотя пятна зарастают относительно быстро. Детальными исследованиями было установлено, что в пятна проникают корни растений, они заселяются почвенными беспозвоночными, в них присутствует пятнистое оглеение, усиливающееся книзу; иногда маломощный горизонт с охристо-ржавыми пятнами подстилается ярким синим глеем (Васильевская, 1980).

Озерные котловины, седловины между моренными холмами и речные террасы заняты плоскобугристыми торфяными болотами. Между буграми высотой 30–60 см и площадью 7–15 м² располагаются обводненные понижения. Подобный тип торфяных болот относят к реликтовым. Осоково-пушицевые болота пойм и термокарстовых западин имеют polygonально-валиковый нано-рельеф с высотой валиков 15–20 см и глубиной трещин 30–40 см. Однако в сравнении с западносибирскими и восточноевропейскими тундрами площади болотных почв здесь невелики, что объясняется континентальностью климата.

Североякутские тундры Приморской низменности, включающие яно-индигирские и колымские тундры Ляховских островов, имеют много общего с таймырскими, но уникальны как самые суровые и континентальные в мире (Караваева, 1969). Они изучены значительно меньше, чем рассмотренные ранее провинции, в силу ограниченной доступности. Тем не менее можно отметить их общие особенности: наличие только двух подзон тундр — арктической и типичной; значительную роль жильных льдов, термокарста, солифлюкции; контрастность ландшафтов — условно автономных пятнисто-нанопolygonальных тундр с криоземами на пылеватых суглинках, мерзлых polygonальных болот, озерных и пойменных комплексов. Колебания климата в голоцене оказали заметное влияние на свойства почв и отложений.

Однообразие рельефа внепойменных пространств слабОВОЛНИСТОЙ или плоской Приморской низменности нарушается наличием останцов (высотой 15–60 м) среднеплейстоценовой озерно-аллювиальной равнины. Они сложены пылеватыми суглинками, пересечены мощными жильными льдами и содержат остатки деревьев и фауны крупных млекопитающих. Их местное название «ёдомы» вошло в научную литературу для обозначения

не только своеобразных морфоструктур, но и комплекса палео-географических и современных ландшафтных явлений (цв. ил. 2). Едомы названы И.А. Соколовым гляциопедолитами (1997), что означает их формирование одновременно протекающими процессами ледово-лёссового криолитогенеза и почвообразования. Некоторыми исследователями (С.В. Томирдиаро, С.В. Губиным, Е.М. Наумовым) доказывается аналогия условий формирования едомных толщ, содержащих погребенные почвы, с перигляциальными обстановками, что предопределило и особенности современного почвообразования. По мнению С.В. Губина (1987), в почвах едом устойчиво законсервированы признаки голоценового почвообразования. Палеоботанические исследования показали, что южная граница арктической тундры совпадала с максимальным распространением лесов в ксеротермические эпохи голоцена, что, по-видимому, наложило отпечаток на современную тундровую растительность (относительно сложная структура сообществ, наличие бореальных видов, обилие кустарников, резкая граница с лесной зоной) и почвы.

Арктические мохово-лишайниковые тундры представлены следующими вариантами: пятнисто- и трещинно-нанополигональными, байджераховыми и примитивными на выходах плотных пород. Очень большие площади (от 30 до 80%) в ландшафте заняты пятнами. Сами комплексы представляют собой систему мелких полигонов диаметром около 1 м с криогенными трещинами и превышением центров полигона всего в несколько сантиметров. Характерными чертами почвообразования в автономных аркто-тундровых почвах Н.А. Караваева (1969) считает гомогенность профиля, слабые проявления оглеения, локализованные в нижнем надмерзлотном слое, значительную для столь суровых условий разложенность органических остатков, высокую динамичность почвенных тел вследствие активного процесса формирования пятен. Свойства верхних горизонтов послужили основанием для введения определения «гумусные» в название арктотундровых почв. Вместе с тем для почв как арктических, так и типичных тундр, начиная с работ Н.А. Караваевой, подчеркивается однородность минерального профиля, его криотурбированность, незначительность глеевых признаков на фоне высокой влажности, присутствие измельченных растительных остатков.

Для объяснения кажущегося противоречия между факторами почвообразования и свойствами почв (атмосферное переувлажнение — $K_{увл} > 1,5$ и отсутствие глея в профиле) И.А. Соколов в 1980 г. обосновал представление о «криоморфном неглеевом почвообразовании» в континентальных тундрах и северной тайге. Оно было реализовано в выделении *криоземов*, объединивших прежние скрытоглеевые, арктотундровые, гомогенно-глеевые, а также таежно-мерзлотные, бурые неоподзоленные и другие по-

добные почвы (см. гл. 5). В качестве основных причин минимального развития оглеения И.А. Соколовым названы холодный климат и близость мерзлоты, определяющие насыщенность почвенных растворов кислородом, низкая биохимическая активность, а также педотурбации и образование трещин, улучшающие аэрацию почвенной толщи. Выявление свойств криоземов и факторов их формирования проводилось преимущественно в тундрах севера Якутии, где некоторые черты криоземов связаны с особенностями едомных отложений. Криоземы имеют перегнойный или грубогумусовый горизонт мощностью около 10 см, сменяющийся однородным серовато-бурым бесструктурным или с непрочной слоеватой структурой горизонтом, нередко тиксотропным, пропитанным гумусом и содержащим фрагментированные растительные остатки (Классификация..., 1997). Торфяно-криоземы глеевые тяготеют к условиям повышенного увлажнения и к более тяжелым породам.

Байджераховые тундры на протаивающих мощных жильных льдах встречаются только в Северной Якутии, они очень динамичны и развиваются в связи с термоэрозией и аккумуляцией, просадками и погребением почв. Почвы собственно байджерахов относятся к криоземам, т.е. арктотундровым слабоглеевым гумусным, с различной степенью гумусированности и признаками смыва-намыва. В эрозионных полосах они образуют сочетания с болотными и полуболотными почвами.

Наряду с криоземами, тяготеющими к еdomам, на низких аллювиальных равнинах Яно-Индибирской низменности встречаются «обычные» тундровые глеевые гумусные почвы в составе трещинно-нанополигональных комплексов. Низинные полигональные болота образуют несколько крупных массивов, преобладают низинные полигонально-валиковые с разными вариантами болотных мерзлотных почв. Торфонакопление в переувлажненных почвах протекает неинтенсивно, о чем говорят маломощные аккумуляции торфа даже в наиболее благоприятных условиях — в пойменных почвах, где слой торфа достигает мощности всего 30–40 см.

На породах легкого гранулометрического состава Д.Г. Федоровым-Давыдовым (2000) были обнаружены оподзоленные подбуры, формирование которых обеспечивается летним максимумом осадков, т.е. максимальной эффективностью влаги для соответствующих процессов, а также малым в отличие от криоземов вкладом криотурбаций в развитие горизонтов.

Особый характер имеет обширная плоская, выдающаяся в море дельта Лены, где чередуются полигоны с открытой водной поверхностью, булгунняхи (гидролакколиты) и песчаные дюны с участками аллювиальных торфяно-болотных почв — оглеенных суглинков с прослоями низинного торфа без криотурбаций; мелкозем имеет не только аллювиальное, но и эоловое происхождение.

Тундры *северо-востока России* включают равнинные тундры побережья Чаунской губы, острова Врангеля, узких прибрежных равнин Чукотского полуострова и обширной Анадырской низменности; по площади преобладают горные тундры. Все они крайне слабо изучены, за исключением острова Врангеля, где проводились почвенно-ботанические исследования.

В связи с ослаблением континентальности климата меняется характер гумусового горизонта тундровых почв; на суглинистых отложениях тундровые гумусные глееватые и глеевые почвы постепенно сменяются грубогумусовыми тундрово-глеевыми почвами, на более легких породах — тундровыми подбурами. Переход от резко континентальных климатических условий к холодным приморским отражается составом почвенного покрова острова Врангеля, где широкий климатический диапазон на фоне различных условий рельефа, частой смены плотных и рыхлых отложений определяет разнообразие тундровых почв. Автономные позиции заняты «криогидроморфными неглеевыми почвами» и «примитивными кислыми и грубогумусовыми» почвами, по А.Ш. Оганесяну и Н.Г. Сусековой (1993). Возможно, их появлению в какой-то мере «вопреки климату» способствует минералогический состав ила, в котором велико участие набухающих смешанослойных минералов, что, по мнению этих исследователей, благоприятствует тиксотропности почв, обеспечивающей им «криоземные свойства».

На Чукотском полуострове среди тундрово-глеевых почв в комплексах с болотными встречаются тундровые перегнойно-карбонатные.

Анадырские тундры занимают низменные равнины средней и нижней частей бассейна реки Анадырь, сложенные озерно-речными отложениями с погребенными линзами озерных льдов, на востоке — морскими песками и глинами. Равнины разделены невысокими хребтами, кряжами или останцами, что в сочетании с близким залеганием мерзлоты и особенностями климата (летний максимум осадков в виде морозящих дождей, туманы, высокая влажность воздуха) определяет сильную заболоченность территории. На склонах хребтов широко распространены разнообразные мерзлотные формы: солифлюкционные полосы и терраски, каменные многоугольники, крупные морозобойные трещины. В обширных межгорных котловинах обнаружены ископаемые льды, а глубина летнего протаивания не превышает 0,5 м. Мерзлота в торфяных буграх практически постоянна. Распространенной формой микрорельефа являются кочкарники из осок и пушицы с участием гипновых мхов на болотных торфяных почвах. В самых сырых местах кочки разделены открытой водой, в относительно дренируемых формируются тундрово-глеевые почвы.

На юге района анадырских тундр — в низменностях Пенжинской и Парапольский Дол — распространены заросли кедрового и ольхового стланика, представляющие здесь южную тундру. Необычной чертой этой территории является поступление пеплов в периоды активизации камчатских вулканов: частицы пепла были обнаружены исследователями в верхних почвенных горизонтах. Пеплы, по-видимому, способствуют сдвигу рН в сторону еще большего подкисления торфяных и грубогумусовых горизонтов, а также появлению несиликатного алюминия в минеральных горизонтах (Бельтюкова, 1994).

Спорным географо-генетическим вопросом в этом регионе является вопрос о существовании здесь почв с текстурно-дифференцированным профилем, соответствующих глеезам дифференцированным восточноевропейских южных тундр. Такие почвы «прогнозируются» биоклиматическим потенциалом территории, они были выделены Е.М. Наумовым на почвенной карте северо-востока Евразии (1993). Противоположное мнение — об отсутствии почв с текстурной дифференциацией профиля — было сформулировано в 1997 г. А.Ш. Оганесяном и Н.Г. Сусековой на основании специального изучения вопроса. Осветленный горизонт, иногда обнаруживаемый в профилях почв, интерпретируется ими как «горизонт тефры», т.е. слоя вулканических пеплов, а сами профили — как «полипрофили».

Обширные площади на северо-востоке заняты горными тундрами, располагающимися на высотах 600–900 м, на кислых и основных изверженных породах среди скальных выходов, курумов, осыпей, солифлюкционных полос и террас. Под кедровым или ольховым стлаником выделяются сухоторфянистые литоземы, иллювиально-гумусовые торфянистые и перегнойные почвы (подбуры?), в более южных хребтах, по наблюдениям Я.Г. Бельтюковой (1994), — дерново-торфянистые и дерновые литоземы.

В заключение регионального обзора заметим, что почвенный покров Арктической и Тундровой областей показан значительно проще и однороднее на международной Циркумполярной карте, составленной в системе почвенной классификации FAO/WRB¹. Абсолютно преобладают турбированные Криосоли (*Turbic Cryosols*); на Кольском полуострове и отдельными участками в центральной части Таймыра они сменяются обычными Криосолями (*Haplic*

¹ *Lacelle B., Tarnocai C., Waltman S., Kimble J., Swanson D., Naumov Ye.M., Goriachkin S., Broll J.* Northern Circumpolar Soil Map / Agric and Agri-Food Canada, USDA, V.V. Dokuchaev Soil Inst., Inst. of Geography, Univ. of Copenhagen, Inst. of Landscape Ecology-University of Muenster, 1998. (WRB — World Reference Base for Soil Resources, Мировая база данных).

Cryosols); в центрально-восточной части Таймыра появляется крупный ареал примитивных почв (*Regosols*), занимающих также вершинные части хребтов в тундрах северо-востока России.

Глава 5

БОРЕАЛЬНЫЕ ТАЕЖНЫЕ ОБЛАСТИ

5.1. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ. ГЛАВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОЧВ. РАЗДЕЛЕНИЕ НА ОБЛАСТИ

Единство бореальных таежных областей в почвенном отношении на всем их огромном пространстве обеспечивается комбинациями почвообразовательных процессов, формирующими определенный набор почв, сходством факторов дифференциации почвенного покрова на уровне мезоструктур — катен — и общностью главных черт *биоклиматических факторов почвообразования*.

Все области располагаются в условиях повышенного атмосферного увлажнения с $K_{увл}$, существенно превышающим 1, при большем или меньшем дефиците тепла. Сумма активных температур составляет 600–1600°, продолжительность периода со среднесуточными температурами выше 10 °С невелика и колеблется от 110–115 дней на западе до 75–90 дней на востоке.

В почвообразовании везде имеют место продолжительный зимний перерыв с глубоким промерзанием почв и активная влажная весенне-летняя фаза, когда происходит полное промачивание почвенной толщи. Следовательно, отчетливо выражен промывной тип водного режима; иногда при благоприятных литолого-геоморфологических условиях он сочетается с периодическим поверхностным застаиванием влаги. Как и в тундровых областях, избыточному увлажнению средних и нижних горизонтов почв способствует мерзлота, залегающая обычно глубже 1 м, т.е. у нижней границы почвенного профиля или за его пределами. Восточнее Енисея вечная мерзлота имеет сплошное распространение, в Западной Сибири и на севере Русской равнины — островное.

Автономное почвообразование связано с хвойными моховыми лесами, с небольшим, преимущественно поверхностным поступлением малозольных, медленно разлагающихся органических остатков. Заторможенность и невысокая емкость биологического круговорота, особенности состава опада, слабая активность и малое разнообразие почвенной биоты в сочетании с климатическими режимами определяют главные тренды почвообразова-

тельных процессов. Они заключаются в интенсивном выносе и перераспределении вещества в профиле, ограниченном преобразовании растительных остатков с формированием кислых агрессивных продуктов.

В автономных позициях формируются выщелоченные кислые грубогумусовые почвы с фульватным или фульватно-бурогуматным гумусом, с ненасыщенным почвенным поглощающим комплексом, с повышенным содержанием несиликатных форм алюминия и железа. Поведение последнего — типоморфного элемента в таежно-лесной зоне — определяет многие морфологические и геохимические черты почв.

Процессы миграции веществ приводят к формированию того или иного типа профиля автономных почв, который зависит преимущественно от свойств материнских пород и в меньшей степени — от рельефа, контролирующего условия внутрипрофильного дренажа. Благоприятные биоклиматические предпосылки почвенно-геохимических миграций определяют возможность перемещения не только соединений Fe и Al, но и коллоидных и илистых частиц. Следовательно, в автономных почвах развивается элювиально-иллювиальная дифференциация профиля — хемогенная или текстурная, что и служит главным разграничителем почв во всех бореальных таежно-лесных областях. Реализация одного из направлений автономного почвообразования в рамках, допускаемых почвообразующим потенциалом климата и биоты, зависит от состава пород и внутрипрофильного дренажа (Дюшофур, 1965; Таргульян, 1971). Так, при свободном внутрипрофильном дренаже формируются *альфегумусовые*¹ почвы, при затрудненном — *глинисто(или текстурно)-дифференцированные*. В условиях гумидного таежного климата дренированность профиля зависит в первую очередь от гранулометрического состава. Поэтому к легким субстратам — песчаным, гравелистым, щебнистому элювию плотных пород — тяготеют альфегумусовые почвы с их хемогенной дифференциацией профиля, тогда как на суглинках господствуют глинисто-дифференцированные, большей частью подзолистые почвы.

Альфегумусовые почвы разделяются на *подбур*² и *подзолы* по проявлениям элювиально-иллювиальной дифференциации, которая зависит от минералогических особенностей материнских пород — богатства или бедности основаниями. Соответственно на дериватах основных и средних изверженных или метаморфических

¹ Допустимо также написание с помощью химических символов: Al-Fe-гумусовые.

² Название почвы «подбур» было предложено В.О. Таргульяном по аналогии с термином «подзол» для альфегумусовых почв с буром, морфологически слабо дифференцированным профилем.

Автономные бореальные таежные почвы

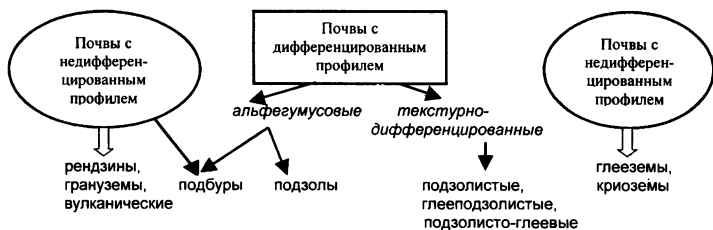


Рис. 5.1. Группы автономных бореальных почв таежных областей

пород и полиминеральных песках формируются подбуры, на бедных кварцевых песках — подзолы (рис. 5.1).

Различия между почвами внутри группы *глинисто-дифференцированных почв* таежных областей также морфологически проявляются в характере элювиально-иллювиальной дифференциации профиля, однако последняя зависит не столько от химических факторов, сколько от дренированности, т.е. возможностей оттока влаги из почвенного профиля. Почти все суглинистые почвы имеют признаки оглеения, и чем ярче они выражены, тем, как правило, слабее дифференциация профиля. Наименее дифференцированным профилем отличаются некоторые таежные глееземы.

В результате автономные почвы таежных областей на легких и средних породах представлены почвами с разной степенью и характером дифференциации профиля, т.е. подзолами и подбурами в первом случае, подзолистыми и подзолисто-глеевыми — во втором. Между ними существуют и переходные образования, например суглинистые подзолистые почвы с вложенным альфегумусовым профилем.

Общая черта почвенного покрова бореальных таежно-лесных областей, связанная с климатом, — тенденция к атмосферному заболачиванию — проявляется на плоских поверхностях и глинистых субстратах или в зрелых почвах с водонепроницаемым иллювиальным горизонтом. Все почвы понижений избыточно увлажнены. На слабодренированных равнинах и в подчиненных позициях формируются органические почвы. В ряде областей большие площади заняты литогенными почвами.

Относительно небольшую роль среди таежных автономных почв играют почвы с недифференцированным профилем, где климатический профиледифференцирующий потенциал почвообразования не реализуется как в связи с химизмом пород и почв, так и по причинам ослабления радиальной миграции. Химическим препятствием дифференциации профиля являются свойства известняков, основных изверженных пород, свежих пеплов,

полиминеральных песков; механическими ограничениями — значительные уклоны поверхности или регулярные мерзлотные нарушения, иногда ветровалы.

Таким образом, почвенный покров таежных областей складывается несколькими группами автономных почв, различающихся механизмами и степенью дифференциации профиля и оглеенности. К подчиненным ландшафтам приурочены более эутрофные почвы: болотные низинные, перегнойно-глеевые. Аллювиальные почвы, в отличие от почв междуречий, развиваются преимущественно под луговой растительностью, и их облик определяется процессом гумусонакопления. В таежно-лесных областях различия между аллювиальными и автономными (зональными) почвами весьма велики. Наконец, к общим чертам всех рассматриваемых областей можно отнести крайне ограниченное, локальное сельскохозяйственное использование почв, их низкое плодородие и слабую антропогенную измененность.

Соотношения между группами автономных почв, т.е. состав почвенного покрова, и закономерности пространственного распределения почв варьируют по отдельным областям, определяя их специфику (табл. 5.1). В разных областях могут быть специфичны и проявления одного и того же почвообразовательного процесса, например подзолообразования (рис. 5.2).

В почвенном покрове равнин *Европейской России* и *Западной Сибири* проявляются широтно-зональные закономерности в

Таблица 5.1

Факторы формирования (дифференциации) почвенного покрова таежно-лесных областей

Факторы	Области					
	Северо-Европейская	Восточно-Европейская	Западно-Сибирская	Средне-сибирская	Восточно-Сибирская	Камчатская
Биоклиматические	+	+++	++	+	+++	+
Рельеф	++	++	+++	+++	+++	++
Дренированность	+++	++++	++++	++	+	+
Состав пород	++++	+	+	++++	+++	+++++

Примечание. Экспертная оценка относительного вклада природных факторов в строение почвенного покрова отражается количеством плюсов в 10-балльной шкале для каждой области.

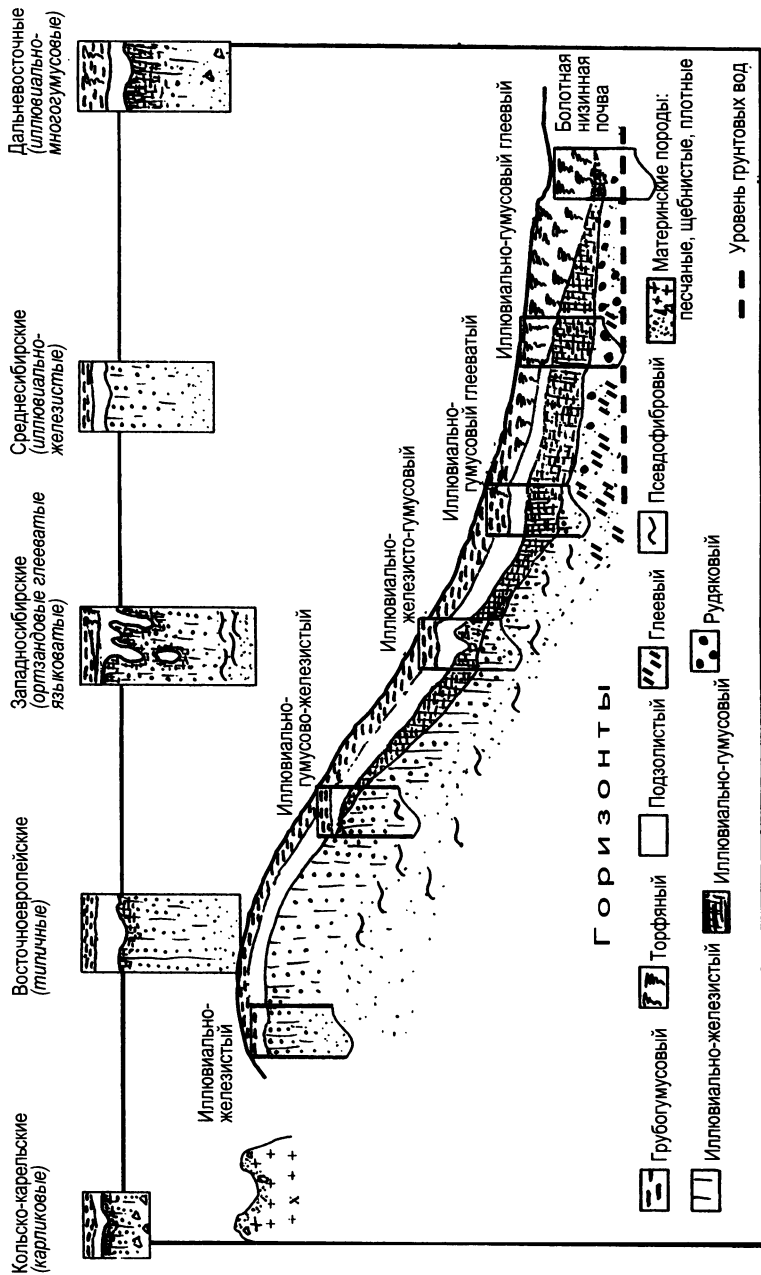


Рис. 5.2. Подзолы, типичная полная катена и провинциальные варианты автономных подзолов

составе автономных почв и/или структуре почвенного покрова, за исключением *Северо-Европейской* области, где они сочетаются с литолого-геоморфологическими. С запада на восток широтно-зональные закономерности становятся все менее отчетливыми в связи с рельефом, материнскими породами и нарастающей континентальностью климата. В *Средней и Восточной Сибири* на фоне литолого-геоморфологических и неявных широтно-зональных закономерностей выражена высотно-зональная дифференциация почвенного покрова; на *Камчатке* в картину распространения литогенных пепловых почв слабо «вмешиваются» зональные закономерности.

Различия в разделении бореальных таежно-лесных областей в разных системах районирования касаются как их северных частей, так и южных. Северные части областей обычно рассматриваются как северотаежная подзона (Добровольский, Урусевская, 1984, 2004), иногда они объединяются в лесотундровую северотаежную зону (Природно-сельскохозяйственное районирование, 1975; Почвенный покров..., 2001). Южные части — основной ареал дерново-подзолистых почв — в традиционных схемах выделяются как подзона южной тайги или смешанных лесов, в последней схеме — как самостоятельная южнотаежная зона (Карта почвенно-экологического районирования Европейской России, 1997; Почвенный покров..., 2001). Неизменной сохраняется средняя часть, или ядро бореальных таежных областей, — полоса (зона или подзона) средней тайги.

Исходя из вышеизложенных соображений о сходстве процессов и факторов почвообразования, а также из закономерностей строения почвенного покрова, мы рассматриваем огромные пространства бореальных таежных территорий как единую общность в рамках традиционных подзон северной (с лесотундрой) и средней тайги, но с разделением на шесть почвенно-географических областей (рис. 5.3). Области различаются составом



Рис. 5.3. Бореальные таежные области

и строением почвенного покрова вследствие особых комбинаций современных биоклиматических и литолого-геоморфологических факторов почвообразования, а также палеогеографических событий.

5.2. СЕВЕРО-ЕВРОПЕЙСКАЯ (КАРЕЛЬСКАЯ) ОБЛАСТЬ

5.2.1. Условия почвообразования, их подзональные различия. Роль литогенного фактора

Северо-Европейская (Карельская) область отличается умеренно влажным климатом, отсутствием мерзлоты, мелкопересеченным молодым ледниковым рельефом с многочисленными озерными котловинами, ориентированными, как и все орографические элементы Фенноскандии, с северо-запада на юго-восток, мало мощными щебнисто-супесчаными отложениями, перемежающимися выходами коренных пород и озерными глинами, позднеголоценовым возрастом почв.

Среднегодовое количество осадков составляет 500–600 мм, на юго-западе области — до 750 мм, летом выпадает 2/3 осадков, характерна постоянная облачность (70–80% пасмурных дней в году). Средние температуры июля и января 15...16 и –10...–12 °С соответственно. Температура верхнего слоя почвы в июле изменяется в среднем в области от 15,5 до 17,5°, что немного, однако различия между северной и юго-западной частями существенны в отношении запасов тепла в почве. Так, суммы температур больше 10 °С и количество дней с такими температурами почти в 2 раза выше на юге области, чем на севере (1700 и 800°, 115 и 70 дней соответственно; Атлас Карельской АССР, 1989).

Гумидности климата соответствует большое количество озер и болот, занимающих около 1/3 территории. В понижениях между грядами широко распространены переходные грядово-мочажинные болота, на основной поверхности при близком залегании пород Балтийского кристаллического щита — верховые. Почвы на вершинах и склонах холмов и гряд не испытывают переувлажнения в силу легкого гранулометрического состава и щебнистости.

Рельеф области грядово-холмистый, с небольшими относительными высотами. В западной, возвышенной части — денудационно-тектонический, с абсолютными высотами 150–200 м, в центральной части (высоты 100–150 м) цокольные увалистые равнины чередуются с холмами и грядами основной морены. Не-

высокие округлые и вытянутые холмы и гряды представляют собой камы, озы, конечно-моренные образования и специфические карельские сельги, отличающиеся от внешне похожих на них ледниково-аккумулятивных форм рельефа наличием ядра из скальных пород, перекрытого тонким щебнисто-супесчаным плащом. Глинистые отложения, чаще всего ленточные глины, приурочены к плоским и ровным озерным низинам. В восточной части абразионно-аккумулятивные морские равнины сочетаются с массивами сфагновых болот.

Влияние Балтийского щита на состав почвообразующих пород очень существенно: все моренные, озерно- и водно-ледниковые отложения содержат средне- и малоустойчивые к выветриванию первичные минералы — калиевые полевые шпаты, биотит, рудные. Кварц составляет 50–70%, карбонаты отсутствуют. Морены сильно завалунены; на севере области крупнообломочный материал составляет более половины массы морены, на юге процессы выветривания снижают его участие до 1/4. Преобладают валуны гранитов и гранитогнейсов, встречаются обломки амфиболитов, габбро. Морены разного гранулометрического состава (от песков до легких суглинков) имеют близкий валовой состав со средним содержанием R_2O_3 (10–15%) и высоким содержанием щелочных и щелочноземельных металлов (6–8%).

Пески, озерные (внутриледниковых озер) и флювиогляциальные, встречаются небольшими участками среди моренных супесей, легких суглинков и озерных глин. Они имеют богатый минералогический состав: кроме кварца и полевых шпатов присутствуют мусковит, роговая обманка, эпидот. Как правило, пески содержат гравий и гальку.

Ленточные глины озерных низин — Шуйской, Ладвинской и Олонецкой — содержат всего 10–20% ила и 30–40% пыли, но отличаются исключительно плохой фильтрацией в связи с горизонтальной слоистостью и плотной упаковкой частиц.

Выходы кристаллических пород повсеместны в северо-западной и центральной частях Карелии; в Заонежье встречаются выходы шунгитов — протерозойских черных углистых сланцев. Локально распространены темноцветные щебнисто-суглинистые морены, обогащенные шунгитами.

Преобладают сосновые леса, представленные разными типами в зависимости от условий увлажнения. На вершинах сельг, камов, озов и моренных холмов при минимальном в условиях Карелии увлажнении распространены сосняки лишайниковые, при чуть большем — вересковые, вороничные и брусничные. На склонах и на ровных участках моренных равнин господствуют зеленомошные и воронично-черничные типы сосновых лесов,

иногда с примесью ели и мелколиственных пород; понижения и нижние части склонов заняты кустарничково-долгомошными сосново-еловыми лесами с осинкой и ольхой. Озерные низины с заболоченными елово-мелколиственными политриховыми и сфагновыми лесами осушены и используются как луга и сенокосы (с подсевом трав). Они являются основными сельскохозяйственными землями в области, хотя занимают всего 2–3% площади; для сравнения: в Карелии на лесные подзолы приходится 50–60% и на болота — 20–30% (Почвенный покров..., 2001).

В лесной растительности Северо-Европейской области отчетливы подзональные различия, скорее количественные, чем качественные. Так, в «средних» условиях атмосферного увлажнения кустарничково-моховые сосняки северной тайги разрежены, низкорослы, имеют низкий класс бонитета, малый прирост, заторможенный и малоемкий биологический круговорот. В нижнем ярусе представлены виды, распространенные в южной тундре или на олиготрофных болотах: голубика, багульник, водяника и вороника. Число видов свидетельствует о флористической бедности северной тайги по сравнению со средней — 600 и 900 соответственно (Морозова, 1991). В средней тайге, где почвообразующие породы и почвы представлены супесями, в составе лесов увеличивается доля ели; на суглинках появляются ельники чернично-зеленомошные. На юге области, особенно в Приладожье на слабо завалуненных суглинках, в нижних частях склонов южной экспозиции встречаются ельники кисличные с участием сныти и таежного мелкотравья.

Карельские болота разнообразны по составу растительности, местоположению, источникам питания и химизму. Выделяются 4–5 типов болот, среди которых преобладают переходные лесные болота с кустарничково-моховым покровом. Болота встречаются отдельными небольшими пятнами в межхолмовых и межрядовых понижениях, а также в виде крупных массивов в озерных котловинах и на востоке области. Очень своеобразны заболоченные морские абразионно-аккумулятивные равнины побережья Белого моря и Кандалакшского залива, где верховые болота чередуются со сглаженными ледником скалами — «бараньими лбами» — и с низинными болотами на морских глинах. Болота находятся на разных стадиях развития, что увеличивает разнообразие ландшафтов.

Весь комплекс условий почвообразования благоприятен для развития альфегумусовых подзолов (прохладный влажный климат, хвойные моховые леса, легкие породы, хороший внутрипрофильный дренаж) в сочетании с болотными почвами как в верхних, так и в нижних частях мезокатен.

5.2.2. Подзолы Карелии и мезоструктуры почвенного покрова

Северо-Европейская область — «мир подзолов»; они разнообразны, красивы и повсеместны, занимают более половины всей площади области. Подзолы были детально изучены именно здесь А.А. Роде, В.В. Пономаревой, Т.А. Рожновой в 1950–1970-е гг. Еще раньше, в начале XX в., подзолы были описаны классиком финского почвоведения Б. Аарнио. Рассмотрим общие черты подзолов области, их подзональные различия и катенарные особенности (см. рис. 5.2).

Во всех подзолах хемогенная элювиально-иллювиальная дифференциация профиля, или «истинное подзолообразование», выражается чрезвычайно ясно: профили подзолов контрастные, яркие, с четкими границами между горизонтами.

Подзолистый горизонт, образованный в результате селективного выветривания первичных минералов и снятия органико-железистых пленок с зерен кварца и полевых шпатов, имеет белесую, почти белую окраску. Прекрасно выражены иллювиально-железистый и/или иллювиально-же-

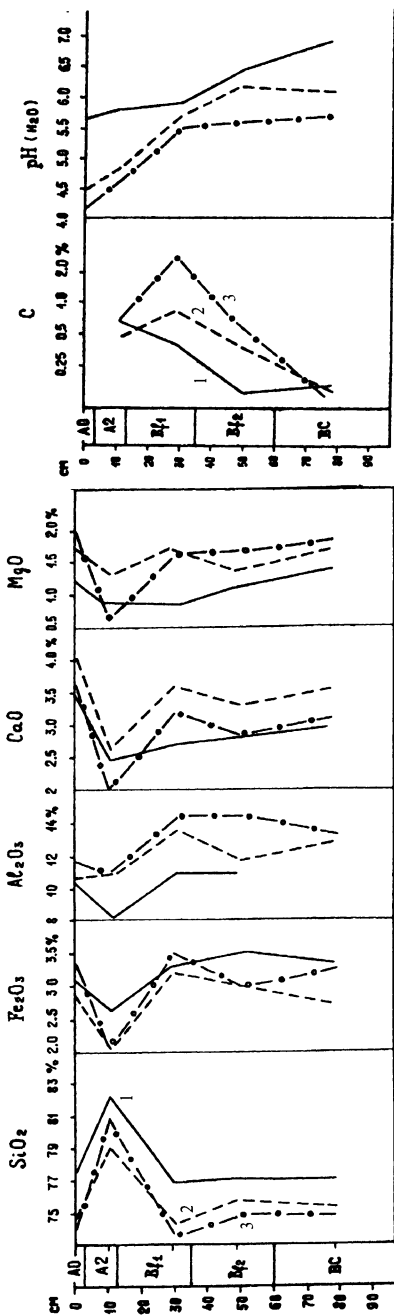


Рис. 5.4. Профильное распределение основных компонентов валового состава (оксидов кремния, железа, алюминия, кальция, магния), гумуса (С) и pH в разных вариантах подзолов Карелии (по Морозовой, 1991).

Подзолы: 1 — иллювиально-железистые, 2 — иллювиально-гумусово-железистые, 3 — иллювиально-гумусовые

лезисто-гумусовый горизонты. Контрастность профиля и его относительно малая мощность являются следствием богатства почвообразующих пород на фоне высокого биоклиматического потенциала подзолообразования: активный кислотный гидролиз в верхней части профиля сочетается с быстрым осаждением кислых продуктов в результате их физико-химической иммобилизации в условиях окислительного режима и высокого содержания оснований в материнской породе.

Подстилка, грубогумусовый или торфяной горизонт отличаются меньшей кислотностью на фоне низких значений рН в минеральных горизонтах подзолов, в них происходит биогенное накопление оснований (рис. 5.4). Степень ненасыщенности колеблется около 50% в верхних горизонтах и падает в нижних. Состав гумуса резко фульватный: отношение $S_{гк}/S_{фк}$ около 0,2; фульвокислоты и гуминовые кислоты, связанные с Са, отсутствуют, очень мало кислот, прочно связанных с R_2O_3 . Содержание гумуса резко возрастает в иллювиальных горизонтах во всех подзолах и служит критерием их разделения на иллювиально-железистые (< 1,5%), иллювиально-гумусово-железистые (1,5–3%), иллювиально-железисто-гумусовые (3–5%) и иллювиально-гумусовые (>5%)¹.

Все это свидетельствует о высокой агрессивности органического вещества — важнейшего фактора кислотного гидролиза, т.е. истинного оподзоливания. Однако значительные минералогические ресурсы слегка противодействуют процессу подзолообразования, в результате чего мощность профиля в целом и подзолистого горизонта в частности невелика (в среднем соответственно около 50 и 10 см) и в составе минеральной основы сохраняется много первичных минералов. Другими словами, формирование подзолов обеспечивается биоклиматическим потенциалом территории и преимущественно кислым составом плотных пород. Наличие полевых шпатов, рудных, карбонатных, темноцветных и других минералов, ограничивая развитие подзолов «количественно», в целом не смещает альфегумусовое почвообразование в сторону подбуров. Можно предположить, что климат оказывается все же слишком мягким и влажным для подбуров, которые встречаются локально в очень хорошо дренированных и эутрофных условиях и занимают всего 0,2% площади области. В последние годы в юго-западной части области выделяют грубогумусовые буроземы, свойства которых очень близки свойствам подбуров (Морозова, 1991; Почвенный покров..., 2001).

Слабая выветрелость минерального скелета почв, их щебнистость и легкий гранулометрический состав отражают свойственные области молодость ландшафтов и почв.

¹ Виды по «Классификации и диагностике почв СССР» (1977).

Подзональные различия выражены в почвах слабее, чем в растительности, и тоже носят скорее количественный характер. Под северной тайгой распространены особенно маломощные подзолы с профилем не глубже 0,5 м, в лесотундре и по южному побережью Кандалакшской губы встречаются карликовые подзолы с еще более коротким (20–25 см), но не менее выразительным профилем. К югу мощность профилей возрастает, достигая 1 м у южной границы области.

Другая подзональная особенность — более интенсивное иллювиование гумуса в северотаежных подзолах с их влажным педоклиматом и широким отношением C/R_2O_3 в почвенном растворе. Здесь преобладают гумусово-железистые и гумусовые подзолы, образующие переход от тундровых оподзоленных иллювиально- и пропитанно-гумусовых песчаных почв лесотундровых редколесий к иллювиально-железисто-гумусовым лесным подзолам.

Интересно соотношение площадей ареалов «сухих» и «сырых» подзолов в целом по Карелии. При всей условности подсчеты (выполнены по карте 1:2,5 М) показывают преобладание первых, а также основное распространение подзолов в катенах (группа «без разделения» составляет больше половины всех подзолов). Ниже приведены результаты подсчета площадей, занимаемых разными вариантами подзолов, в процентах от общей площади почв Республики Карелия (Почвенный покров..., 2001):

иллювиально-железистые	— 7,7	} 40,8
иллювиально-гумусовые	— 7,1	
иллювиально-железистые и гумусовые без разделения	— 26,0	
глееватые	— 14,1	

Если преобладание среди автономных почв области подзолов обеспечивается общим характером климата и пород, то распространение их разных вариантов — подтипов подзолов — жестко подчинено режиму увлажнения *в катенах* и связано с типами сосновых лесов (табл. 5.2).

С возрастанием увлажнения в катенах происходит смена иллювиально-железистых подзолов иллювиально-гумусово-железистыми, затем — иллювиально-гумусовыми оглеенными, а в условиях умеренного заболачивания — торфян(ист)о-глеевыми иллювиально-гумусовыми подзолистыми почвами (две последние почвы иногда относят к подзолисто-болотным). Эта катенарная структура универсальна в Карелии и выражена тем лучше, чем больше мощность и однородность песков. Набор биогеоценозов может быть неполным, но четкость связей «почва — растительность» сохраняется строго.

Камовые, сельговые и озовые ландшафты относятся к наиболее сухим в Карельской области. Относительные высоты отдельных

Профили почв на песках и типы леса в катене (по Морозовой, 1982)

Тип леса	Почва	Строение профиля
Сосняк вересковый	Поверхностно-подзолистая	O1-A2-Bfi-B2-C
Сосняк брусничный	Подзол иллювиально-железистый	O1-A2-Bfi-B2-C
Сосняк черничный свежий	Подзол иллювиально-гумусово-железистый	O1-O2-A2-Bfi-B2-C
Сосняк черничный влажный	Подзол иллювиально-железисто-гумусовый,	O1-O2-A2-Bhfi+Bh-B2-C
Сосняк кустарничково-долгомошный	Торфянистый подзол иллювиально-гумусовый	O1-O2-T-A2-Bh-Bfi-B2
Сосняк багульниково-сфагновый	Торфяная переходная	O1-O2-T

Примечание. Здесь и далее при обращении к опубликованным описаниям разрезов сохранена авторская индексация горизонтов и признаков.

холмов и гряд составляют 15–20 м, межхолмовые понижения заболочены в разной степени. Полные катены подзолов встречаются в центральной части области южнее Топозера и на юге между Выгозером и кряжем Ветреный Пояс, а также в северо-западном Прионежье. В первых двух массивах с приближением к Белому морю возрастает заболоченность (за счет выполаживания рельефа и появления морских глин), болота занимают почти половину территории, упрощается состав катен: иллювиально-железисто-гумусовые и иллювиально-гумусовые подзолы чередуются с верховыми и переходными болотами. Западно-Карельская возвышенность представляет собой относительно хорошо дренируемую высокую (до 300 м) холмисто-грядовую структурно-денудационную равнину. Вершины гряд заняты примитивными подзолистыми почвами, выходами плотных пород, литоземами, склоны — железистыми и железисто-гумусовыми подзолами, понижения — торфяно-болотными почвами.

В почвенных сочетаниях пониженных слабовсхолмленных моренных и озерных равнин центра области господствуют гумусово-железисто-иллювиальные и гумусово-иллювиальные подзолы, преимущественно оглеенные, и почвы низинных и верховых болот.

5.2.3. Болотные и литогенные почвы

Второе место после подзолов в составе почвенного покрова Карельской области занимают органогенные почвы переходных и верховых болот. Мощность торфяной залежи невелика — 1–2 м,

при колебаниях от 0,5 до 10 м. Кроме торфяных почв верховых болот (олиготрофных торфяных) и торфяников широко распространены почвы переходных болот с разными комбинациями слоев верхового и низинного торфа в зависимости от естественной эволюции болот. Вместе с тем формированию переходных и низинных болот с неглубокими торфами способствуют общий геохимический фон и молодость территории. Низинные торфа, как травяные (осоковые), так и древесные, имеют слабокислые–нейтральные величины рН.

Многие болота, в том числе лесные, были осушены в 30-е и 50-е гг. XX в. и используются как луговые угодья. При осушении процессы усадки и сработки сильно изменяют качество торфа, приближая его по свойствам к перегнойному материалу. Возрастает зольность торфа, повышаются значения рН; например, осушенные верховые торфа имеют зольность в среднем 3,7% и рН 5,4–5,6 по сравнению с исходными 2% золы и рН 4.

К литогенным почвам можно отнести элювиально- или поверхностно-глеевые почвы на ленточных глинах, называемые иногда глееземами или псевдоглеями. Они приурочены к озерным низинам и представляют собой слабо измененную почвообразованием тонкослоистую серую или голубоватую, часто пылеватую глину (рис. 5.5). Особенно плотное сложение и слоистость глин сильно затрудняют их преобразование почвенными процессами. Глубже 60–70 см почвенные признаки практически отсутствуют (кроме оглеения), о чем можно судить по неизменным текстурам летних пылеватых и зимних илистых ленточек. Выше появляются нарушения в залегании сезонных ленточек: смещения вдоль редких тонких трещин, изменения в напластовании ленточек, крайне редкие копролиты, а также глинистые тонкие пленки (кутаны) по стенкам трещин и ясные признаки перераспределения соединений железа в виде чередующихся сизовато-голубых и охристо-ржавых пятен, полос, диффузионных колец, роренштейнов.

Верхний минеральный горизонт имеет несколько более светлую окраску, чем ленточная глина, и педогенную структуру —

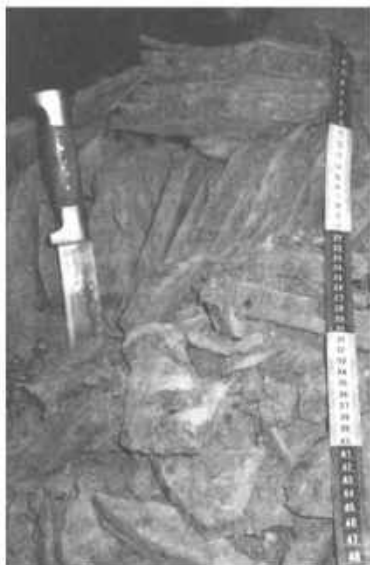


Рис. 5.5. Ленточные глины, текстуры

тонкоплитчатую или слоеватую, непрочно комковатую в «прикорневых» морфонах. Органогенный горизонт может быть представлен подстилкой в мохово-травяных (хвощовых) заболоченных лесах либо слоем торфа. Почвы слабокислые, ненасыщенные, с фульватным типом гумуса, с очень высокой объемной массой (1,6–1,8 г/см³) и минимально возможной пористостью. Элювиально-иллювиальная дифференциация профиля почти не выражена морфологически, иногда ее определяют по данным гранулометрического анализа, хотя не всегда можно быть уверенным в отсутствии литологической неоднородности озерных глин.

Несмотря на столь неблагоприятные свойства, и прежде всего водно-физические, почвы на ленточных глинах являются главным используемым в сельском хозяйстве почвенным ресурсом. Обычно они осушаются закрытым способом, перепахиваются, на них высевают многолетние травы с высокими дозами удобрений. Для использования почв на ленточных глинах под полевые культуры необходимы сложные мелиоративные мероприятия, что нерентабельно в силу большой «инертности» почв, в первую очередь их физических свойств.

Особое место среди почв Карелии занимают почвы острова Валаам, расположенного в северо-восточной части Ладожского озера. Большой интерес к Валааму связан не только с его почвами, литогенными, с одной стороны, и антропогенными — с другой, но и с его историко-архитектурными памятниками XVIII–XIX вв. Природная специфика почв определяется слагающими остров породами — габбро-диабазам, и почвообразующими породами служат их дериваты. Кроме того, в составе лесов присутствуют неморальные виды (даже среди древесных пород — клен, липа и вяз), много интродуцированных пород. Островное положение уменьшает континентальность климата. Все эти факторы позволили Н.Н. Матинян и И.С. Урусевской (1999) выделить на острове не только подбуры, но и *буроземы* среди естественных почв и широкий спектр антропогенно-преобразованных почв. Различия в условиях образования подбуров и буроземов заключаются в степени скелетности породы: подбуры приурочены к сильно щелнистому элюво-делювию габбро-диабазов на вершинах сельг, а буроземы — к переотложенному элюво-делювию и моренам, обогащенным обломочным материалом этих пород. Буроземы отличаются не только иным характером минерального срединного горизонта, но и наличием буровато-темно-серого структурного аккумулятивно-гумусового горизонта мощностью 9–12 см.

К «эндемичным» почвам Северо-Европейской области относятся *кислые сульфатные почвы*, занимающие по площади десятые доли процента. Они представлены двумя вариантами, кото-

рые условно можно назвать гидрогенным и литогенным. Первые — почвы маршей — тянутся узкой прерывистой полосой вдоль побережья Онежской губы и местами по низкому берегу Белого моря под приморскими лугами. Приморские почвы хорошо известны в Германии, Дании и Нидерландах под названием Thionic Fluvisol (серные приморские слоистые), в отечественных публикациях не упоминались нигде, кроме прибрежных районов Карелии и Архангельской области. Вторые связаны с гидротермальными процессами сульфидного оруденения в древних вулканогенных или метаморфических породах, в том числе шунгитах, и имеют исключительно локальное распространение. Химические и морфологические свойства кислых сульфатных почв, а также минералогические преобразования в них были описаны в монографии П.В. Красильникова и С.А. Шобы (1997).

Окисление сульфидов, содержащихся в породах независимо от их происхождения, приводит к резкому росту кислотности: в автономных почвах $pH_{\text{водн}}$ опускается до 3,2–3,5%, очень велика ненасыщенность основаниями, активно идут процессы выветривания первичных минералов, а в отдельных случаях и трансформации кристаллических решеток глинистых минералов; в качестве новообразований на отдельных стадиях развития почв присутствуют ярозит, гипс, гематит и гетит, не встречающиеся (кроме гетита) в других природных почвах области.

Специфика материнских пород определяет свойства *шунгитовых почв* в Заонежье. Если они встречаются непосредственно на выходах черных углистых сланцев, то имеют черный цвет, малую мощность, высокую скелетность; иногда в них обнаруживается ярозит — продукт окисления сульфидов. На шунгитовых моренах почвы относительно мелкоземистые, но в них так же трудно отделить по цвету аккумулятивно-гумусовый горизонт от породы. Однако относительно высокое содержание гумуса (4–8%) объясняет название «дерновые шунгитовые», а если еще почвы имеют мелкоземистый профиль, комковатую структуру, содержат карбонаты, корни и почвенную фауну, то становится понятным стремление местных жителей увидеть в них «черноземы», пусть даже «олонецкие».

Таким образом, для почвенного покрова Северо-Европейской области наиболее характерны следующие черты:

- приоритет катенарных закономерностей с существенным вкладом литогенных;
- преобладание альфегумусовых почв — подзолов, среди которых наиболее распространены иллювиально-гумусово-железистые подзолы в катенах и на ровных однородных пониженных участках;

- участие своеобразных локальных литогенных почв: на ленточных глинах, шунгитах и сульфидсодержащих породах;
- преобладание мезо- и эутрофных торфяно-глеевых и перегнойных почв переходных болот среди болотных почв, занимающих более 20% площади области;
- малая мощность профилей минеральных и торфяных почв как следствие молодости территории и характера почвообразующих пород.

5.3. ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ОБЛАСТЬ

5.3.1. Условия почвообразования в северной и средней тайге

В отличие от Северо-Европейской, Восточно-Европейская область сложена мощной толщей осадочных отложений, в том числе четвертичных, так что материнскими породами почв служат суглинки, реже пески. Относительно небольшая амплитуда варьирования свойств пород в сочетании с равнинным характером рельефа определяет проявление широтно-зональных закономерностей в растительности, почвообразовании и почвенном покрове. Северная и средняя тайга Русской равнины различаются по климатическим показателям, степени заболоченности, биологической продуктивности, интенсивности почвенных процессов. Зональными почвами северной тайги традиционно считаются глееподзолистые почвы, средней тайги — подзолистые.

Климатические различия между северной и средней тайгой касаются в первую очередь тепловых ресурсов: суммы активных температур равны соответственно 600–1200 и 1200–1650°, продолжительность периода активных температур — 75–90 и 100–105 дней, число дней со снежным покровом 190–200 и 175–182. Среднегодовое количество осадков составляет 430–480 и 500–530 мм, $K_{\text{увл}}$ в теплое время года выше 1.

Северная тайга частично лежит в области островной мерзлоты, и автономные почвы на мерзлом суглинистом грунте оттаивают летом до глубины 1–1,2 м. Почвы средней тайги промерзают глубже 1–1,5 м. Почвенный режим (табл. 5.3) определен для северной тайги как промывной слабо застойный, для средней — как промывной. По данным стационарных наблюдений на суглинистых автономных почвах отмечены подзональные различия: на фоне постоянного переувлажнения в средней тайге летом имеет место кратковременное просыхание верхних горизонтов —

Параметры почвенных режимов равнинных территорий природных зон европейской части России
(по карте «Почвенно-экологическое районирование...», 1997)

Зона, подзона провинция	Температуры выше 10°			Температуры ниже 0°		Тип водного режима
	В слое 0—20 см		Глубина проникно- вення, см	Сумма в слое 0—20 см	Глубина проникно- вення, см	
	Сумма	Продолжи- тельность периода, мес				
Северная тайга <i>Тимано-Печорская</i>	950	2,6	100	-400	120	Промывной слабо за- стойный
Средняя тайга <i>Онего-Двинская</i>	1560	3,9	220	-130	60	Промывной
Южная тайга <i>Среднерусская Вятско-Камская</i>	1900 1800	4,6 4,2	270 230	-110 -200	50 90	
Лесостепь <i>Среднерусская</i>	2400	4,9	280	-180	80	Периодически промыв- ной
Степь <i>Южнорусская Предкавказская Заволжская</i>	2850 3760 2690	5,2 6,9 5,0	> 320	-240 нет -480	70 нет 120	Непромывной
Сухая степь <i>Донская</i>	3500	5,7		-120	40	Непромывной засушли- вый
Полупустыня <i>Прикаспийская</i>	4230	6,8		-150	50	Непромывной сильно засушливый

до величин наименьшей влагоемкости (НВ) и ниже, в северной тайге уровень НВ наблюдается лишь в очень редкие сухие годы.

В северной тайге климат не только ограничивает почвообразование краткостью активного периода и близким нахождением мерзлоты, но и затрудняет его течение постоянным избытком влаги и низкими температурами, что отражается в названии типа водного режима. Атмосферное переувлажнение служит главной причиной широкого распространения болот и полуболотных ландшафтов.

Среди северотаежных еловых лесов на суглинистых породах преобладают долгомошные и сфагновые типы; ельники зеленомошной группы приурочены лишь к самым дренируемым участкам. Ельники низкобонитетны (V–IV класс бонитета), после рубок они медленно восстанавливаются и без вмешательства человека необратимо заболачиваются.

В средней тайге общая заболоченность уменьшается, леса занимают 65% площади. Среди ельников преобладают зеленомошные III–IV класса бонитета, в самых благоприятных условиях появляются кисличники (цв. ил. 4). Заращение вырубок идет через стадии заболачивания—разболачивания, а на юге области в средневозрастных почвах вырубок появляются признаки процесса гумусонакопления.

Сосновые леса в обеих подзонах приурочены к пескам и образуют те же ряды типов леса по увлажнению, что и в Карелии. Различия между сосновыми лесами двух подзон проявляются таким же образом (класс бонитета, состав кустарничков, обилие и характер мхов и т.д.). Сравнение показателей биологического круговорота и продуктивности еловых лесов трех таежных подзон, проводившееся многими исследователями, показало небольшие и преимущественно количественные различия между северо- и среднетаежными лесами и существенные — между ними и южной тайгой (табл. 5.4).

Сельскохозяйственная освоенность территории крайне низкая: она максимальна в Архангельской области (11%) и мини-

Таблица 5.4

Продуктивность и элементы биологического круговорота таежных ельников Европейской России на суглинистых мезоморфных почвах (по Тонконогову, 1999)

Подзона	Фитомасса	Опад	Зольность	Подстилка
	т/га		кг/га	т/га
Северная тайга	160	4,0	64	25
Средняя тайга	230	4,1	70	26
Южная тайга	290	5,4	100	51

мальна в Республике Коми (1,1%; Почвенный покров..., 2001), причем освоенные территории располагаются главным образом в долинах рек.

Восточно-Европейская область целиком располагается в пределах Русской платформы с мощной осадочной толщей, венчающей отложениями валдайского (север и северо-запад) и московского оледенений, и, следовательно, с ледниково-аккумулятивным рельефом. Самыми распространенными являются два типа равнин: повышенные моренные и низкие водно-ледниковые и озерно-аллювиальные. Полоса возвышенных равнин с холмисто-моренным рельефом проходит в западной части области (междуречья Онеги, Северной Двины, Мезени); на востоке больше пологоувалистых равнин и аллювиально-озерных низменностей. В Предуралье протягивается полоса «парм» — вытянутых параллельно Уралу узких плосковершинных гряд высотой до 600–700 м с разделяющими их понижениями. Заметными орографическими элементами в области являются Тиманский кряж — невысокие (200–400 м) гряды, сложенные известняками, сланцами и песчаниками, а также эрозионная возвышенность Северные Увалы с песчано-дресвяными холмами («пугами»).

По долинам Северной Двины, Онеги, Печоры, Сухоны, Пинеги и их притоков хорошо развиты песчаные боровые террасы.

Материнские породы в основном представлены моренными и покровными суглинками. В отличие от карельских, основные и конечные морены имеют суглинистый состав, неравномерно опесчанены, содержат мало каменистых включений. В западной части области валуны и щебень представлены породами Балтийского щита, восточнее включения имеют уральско-новоземельское происхождение. Местами в составе каменистых включений встречаются обломки местных карбонатных пород. Покровные суглинки однородны по вертикали, умеренно плотны и пористы, преобладание крупнопылевой фракции в их гранулометрическом составе придает им лёссовидность. Особую группу материнских пород составляют двучленные отложения: пылеватые супеси или пески, подстилаемые на глубине 20–80 см моренными суглинками. Древнеаллювиальные и водно-ледниковые пески хорошо сортированы, преимущественно полевошпатово-кварцевого

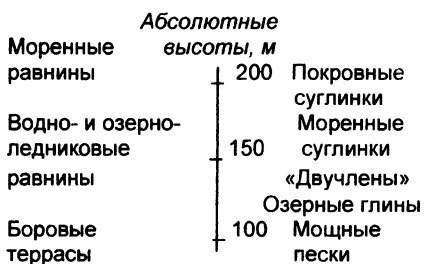


Рис. 5.6. Рельеф и состав рыхлых отложений на разных гипсометрических уровнях

состава, т.е. беднее карельских. В распределении материнских пород отмечаются некоторые связи с рельефом и высотой местности (рис. 5.6), а также тенденция к большей карбонатности отложений (за счет включений) на западе области.

5.3.2. Общие черты почвообразования, их проявление на разных породах, преобладающие и редкие почвы

На суглинках автономное почвообразование в Восточно-Европейской области приводит к развитию классических «эталонных» подзолистых (текстурно-дифференцированных) почв, которые занимают относительно малые площади. Таковы глееподзолистые почвы северной тайги, приуроченные к самым «сухим» позициям среди подзолисто-болотных и болотных; типичные подзолистые почвы средней тайги более широко распространены, но редко образуют большие ареалы на водораздельных равнинах. И в тех и в других почвах, представляющих автономное почвообразование в соответствующих подзонах, отчетливо выражены признаки поверхностного оглеения.

Генезис суглинистых подзолистых почв длительное время служил предметом острых дискуссий в 60–70-х гг. XX в. Обсуждались механизмы формирования почв (оподзоливание ↔ лессиваж), вклад оглеения, неоднородность материнских пород, унаследованность почвенного профиля от атлантического периода голоцена. При этом именно здесь, в Восточно-Европейской таежной области, представители разных точек зрения находили свои «типичные профили», которые сформированы, по мнению одних, «истинным подзолообразованием» в силу соответствующей комбинации факторов, по мнению других, псевдоподзоливанием, или лессиважем, что следовало из интерпретации аналитических данных. «Эта работа доказывает существование на северо-востоке Русской равнины настоящих подзолистых почв» — так названо предисловие И.П. Герасимова к фундаментальной региональной монографии И.В. Забоевой. В.Д. Тонконогов в своей теоретической монографии «Глинисто-дифференцированные почвы Европейской России» (1999) утверждает, что в восточно-европейской северной и средней тайге протекает «специфическое глее-альфегумусовое подзолообразование», наложенное на «полихронный и полигенетический» глинисто-дифференцированный профиль. Попытаемся кратко рассмотреть эти процессы и события.

Глинисто-дифференцированный профиль представляет собой комбинацию горизонтов: осветленного и обедненного тонкими частицами элювиального (A2 в классификационной системе 1977 г. и EL — в новой) и бурого структурного иллювиального (соответственно Bt и BT)¹, с многочисленными глинистыми кутанами и с разницей в содержании ила между горизонтами не менее чем в 1,4 раза². Между этими основными горизонтами располагается переходная полоса, или зона деградации (горизонт A2B, или ELBT). Профиль был сформирован в течение голоцена следующими процессами: выщелачиванием карбонатов, выносом тонких частиц в суспензиях (лессиваж) и селективным выветриванием глинистых и первичных минералов. Соотношение процессов менялось во времени и по природным зонам, поскольку оно определялось биоклиматическим потенциалом почвообразования. В частности, в северной тайге глинисто-дифференцированный профиль имел относительно слабую выраженность.

Завершающим этапом формирования глинисто-дифференцированного профиля В.Д. Тонконогов считает постепенную деградацию верхней части текстурного горизонта, которая продолжается и сейчас, являясь одной из основных форм проявления современного подзолообразования, т.е. кислотного гидролиза. Другая его форма — альфегумусовое подзолообразование — приводит к развитию вложенных субпрофилей в элювиальной толще (Тонконогов, 1999). Ему способствует вынос тонких частиц из элювиальной части профиля, обеспечивающий со временем все большее облегчение ее гранулометрического состава. Одновременно имеет место аккумуляция тонкодисперсного материала в поровом пространстве текстурного горизонта (в виде кутан иллювиирования), заполнение ими каналов миграции влаги и, следовательно, ухудшение условий дренажа в верхней части профиля. Избыточное увлажнение препятствует формированию вложенного профиля микроподзола либо трансформирует его свойства. Соотношение альфегумусовой миграции и поверхностного оглеения служит одной из причин различий в свойствах текстурно-дифференцированных таежных почв.

Таким образом, текстурный (глинисто-дифференцированный) профиль автоморфных суглинистых таежных почв полихронен, поскольку сформирован в разные интервалы времени, полигенетичен, поскольку в его формировании участвовали разные

¹ Наличие горизонтов EL и BT служит основанием в «Классификации почв России» 1997 г. для отнесения почвы к отделу текстурно-дифференцированных почв.

² Отношение содержания ила в иллювиальном горизонте к таковому в вышележащем называется коэффициентом дифференциации профиля (Кд).

процессы; его современный облик связан с комбинациями альфегумусового подзолообразования и поверхностного оглеения. Перечисленные процессы и явления относятся к преобразованиям минеральной части почвы; дополнительное, хотя и меньшее разнообразие почв обеспечивается органо- или гумусово-аккумулятивными процессами (рис. 5.7).

Почвы	Элементарные почвенные процессы							
	Накопление подстилки	Накопление грубогумуса	Дерновый процесс	Альфегумусовое оподзоливание	Контактное осветление	Потечность гумуса	Метаморфическое ожелезнение	
Глееподзолистые с субпрофилем подзола потечно-альфегумусового	▲			▲		▲		
Подзолистые с субпрофилем подзола	▲			▲		▲		
Подзолистые с субпрофилем подзола потечно-альфегумусового	▲	◆		▲	◆			
Палево-подзолистые			▲				▲	
Дерново-палево-подзолистые			▲				▲	
Дерново-подзолистые			▲				▲	

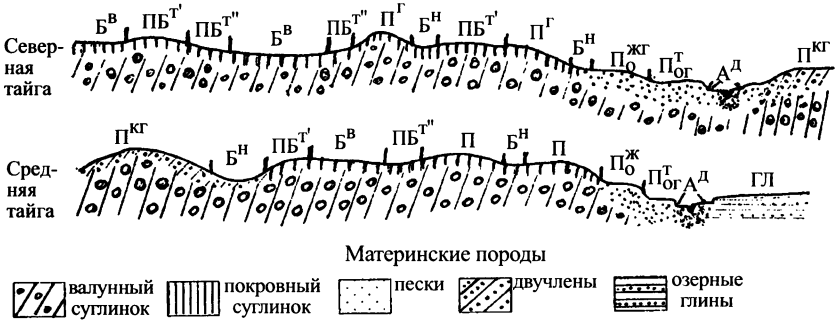
Рис. 5.7. Элементарные почвенные процессы в подзолистых и дерново-подзолистых почвах Европейской России (по Тонконогову, 1999)

Генетическая близость глееподзолистых и типичных подзолистых почв помимо обязательной глинистой дифференциации профиля заключается в наличии торфяного, перегнойного или грубогумусового горизонта, поверхностного элювиального оглеения на контакте горизонтов EL (A2) и BT, а также в сходстве большинства химических и физико-химических свойств. Различия касаются мощности профиля и отдельных горизонтов, характера вложенного субпрофиля, форм элювиального оглеения, некоторых особенностей гумуса и гидротермических режимов (рис. 5.8).

Характерные черты профиля *глееподзолистых почв* — малая мощность (меньше 5 см) органогенного горизонта и резкий контакт его с минеральной толщей, т.е. с маломощным (2–5 см) подзолистым горизонтом E, имеющим непрочную тонкоплитчатую или чешуйчатую структуру¹. Его нижняя граница неровная, переход в буровато-ржавую тонкую волнистую прослойку или

¹ В «Классификации...» (1997) элювиальные горизонты, или традиционные горизонты A2, разделяются на собственно подзолистые E (в подзолах, вложенных профилях и пр.) и элювиальные суглинистые EL (в текстурно-дифференцированных и других почвах).

Катены



Почвы

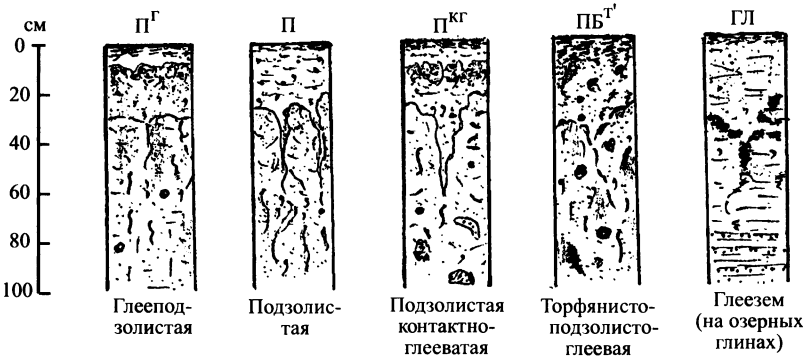


Рис. 5.8. Катены и типичные профили (условные обозначения см. в приложении 2)

маломощный горизонт V_f резкий. Эта пара микрогоризонтов общей мощностью 4–10 см и представляет собой субпрофиль (вложенный или микропрофиль) альфегумусового подзола. Неровность границ микропрофиля связана с криотурбациями и ветровалами.

Самые светлые подзолистые горизонты встречаются в самых «сухих» условиях: либо положение почвы в рельефе (выпуклые вершины камовых и моренных холмов или гряд, бровки склонов) обеспечивает энергичный отток избыточной влаги, либо верхняя часть элювиальной толщи отличается особенно легким гранулометрическим составом, близким к песчаному. При относительно затрудненном дренаже в подзолистом горизонте появляются сизовато(сиреневато)-серые расплывчатые пятна, свидетельствующие о подвижности гумусовых соединений. Горизонт V_f диагностируется в таком случае как железисто-гумусово-иллювиальный, а весь субпрофиль называется потечно-альфегумусовым. По наблюдениям В.Д. Тонконогова, потечно-альфегумусовый

профиль имеет определенную географическую приуроченность: северная тайга, север средней тайги, в большей мере их восточные части, лесотундра (рис. 5.9).

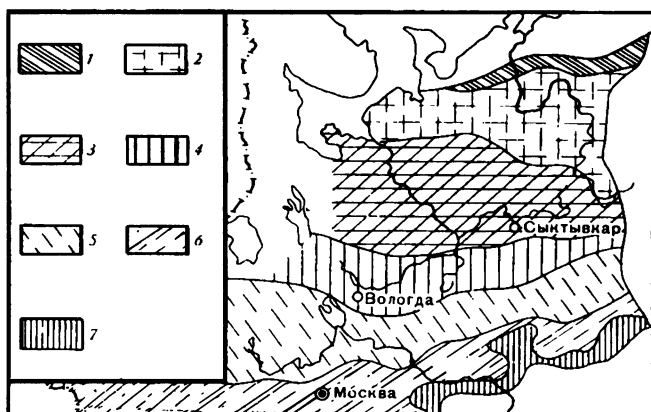


Рис. 5.9. Карта вложенных микропрофилей (по Тонконогову, 1999):
 1-2 — потечно-альфегумусовые; 3 — подзол альфегумусовый; 4-5 — подзолы слабо дифференцированные; 6-7 — дерново-подзолистые почвы

Под микропрофилем залегает пятнистый охристо-сизовато-белесый элювиальный горизонт (основного текстурного профиля), который подчеркивает существование наложенного альфегумусового профиля; обычно он несколько тяжелее по гранулометрическому составу по сравнению с субстратом микрогоризонтов. Текстуальный горизонт имеет обычную для него ореховато-толстоплитчатую структуру, глинистые пленки, в том числе коричнево-сизые оглеенные, признаки глея и/или иллювиирования железа. Он постепенно переходит в толщу оглеенного структурного суглинка, иногда мерзлого. По данным режимных наблюдений, зона активного почвообразования ограничена метровой толщиной, хотя редкие признаки иллювиирования прослеживаются и глубже (Забоева, 1975).

Существует, однако, мнение, что вложенный субпрофиль не является обязательным элементом глееподзолистых почв (Классификация..., 1977). В таком случае отделение глееподзолистых почв от подзолисто-глеевых (полугидроморфных подзолисто-болотных) становится затруднительным, поскольку основанием для него может быть лишь количественная оценка степени оглеения. Необходимость же разделения глееподзолистых и подзолисто-глеевых почв не вызывает сомнений в связи с различиями в условиях их формирования, отражаемыми положением в катенах (см. рис. 5.8), продукционным потенциалом и устойчивостью к антропогенным воздействиям.

Профиль *типичной подзолистой* почвы отличается большими масштабами глинистой дифференциации. Отличия от глееподзолистых почв заметнее в верхней части профиля, чем в нижней: в подзолистых почвах мощность элювиального горизонта достигает 20–30 см, вместо железистой каймы по всей элювиальной части профиля рассеяны мелкие железистые конкреции, часто приуроченные к нижним поверхностям плитчатых структурных отдельностей. Вложенные альфегумусовые профили обнаруживаются не во всех почвах, они чаще наблюдаются в почвах с опесчаненным элювиальным горизонтом, а также в почвах южной части среднетаежной подзоны. В отличие от глееподзолистых, подзолистые горизонты микропрофилей типичных подзолистых почв не содержат пятен гумусовой пропитки, а их иллювиальные горизонты квалифицируются как железистые.

Переход к иллювиальной толще неровный, образован светлыми «воронками» мелких тонких языков, спускающихся в горизонт ВТ. Ширина языков не превышает 1 см, их светло-палевая или белесая окраска книзу сменяется сизовой; содержание песчаных и пылеватых частиц в языках несколько выше, чем во вмещающей их бурой массе горизонта ВТ. Языковатость более отчетлива в почвах на покровных суглинках, чем на моренных. Она считается результатом деградации верхней части горизонта ВТ вследствие оподзоливания, сочетающегося с поверхностным оглеением на контакте горизонтов, или может быть унаследована от нижнеголоценовых мерзлотных явлений в материнских породах.

В иллювиальном горизонте подзолистых почв лучше выражены пленки по граням призмовидных и ореховатых структурных отдельностей, они проникают до 1,5 м и глубже. По сравнению с глееподзолистыми, в подзолистых почвах признаки оглеения более четко локализованы: по осветленным языкам в их средней и нижней части и в массе горизонта в полосе окончания языков.

Болотно-подзолистые почвы — ландшафтное и типовое (в «Классификации...», 1977) название почв полугидроморфных позиций, т.е. окраин болот, нижних частей склонов холмов и увалов, иногда плоских или вогнутых участков моренных равнин (см. рис. 5.8). В болотно-подзолистых (подзолисто-глеевых) почвах в близких пропорциях соотносятся оглеение и текстурная дифференциация. В почвах на суглинках оглеение охватывает весь профиль, маскируя признаки иллювиального горизонта, вязкого, слабо структурного, с сизыми расплывшимися кутанами, грязно-ржавыми плотными трубками (роренштейнами) и крупными конкрециями.

От типичных подзолистых и глееподзолистых почв болотно-подзолистые отличаются характером органогенного горизонта. Им

свойственно наличие торфяного горизонта, сформированного из массы сфагновых и политриховых мхов мощностью до 30 см в торфянистых и до 50 см в торфяных видах почв. Эти видовые различия хорошо коррелируются с условиями увлажнения и растительностью (Забоева, 1975). Торфяной горизонт может иметь черты перегнойного как в верхней, так и в нижней части. Для верхнего минерального горизонта (элювиального) характерны гумусовая пропитка, многочисленные яркие сизые и охристые пятна оглеения, иногда конкреции, нередко пльвунность и слабая тиксотропность.

Болотно-подзолистые таежные восточноевропейские почвы разделяются на 4 вида по комбинации интенсивности проявления глея и развития органогенного горизонта (табл. 5.5): торфянисто-подзолистые глееватые, торфянисто-подзолистые глеевые, торфяно-подзолистые глееватые, торфяно-подзолистые глеевые; среди них первый и последний наиболее характерны (физиономичны). Сочетания перечисленных видов по элементам рельефа междуречий, их пологих склонов и шлейфов создают основу почвенного покрова в северной и в меньшей мере в средней тайге.

Таблица 5.5

Виды и подтипы таежных болотно-подзолистых почв

Интенсивность оглеения в минеральных горизонтах	Мощность органогенного (торфяного) горизонта	
	5–30 см	30–50 см
Слабая — в нижней и/или средней части профиля	Торфянисто-подзолисто-глееватые почвы* Торфянистые иллювиально(железисто)-гумусовые глееватые подзолы**	Торфяно-подзолисто-глееватые почвы Торфяные иллювиально-гумусовые глееватые подзолы (ортзандовые)**
Сильная — во всем минеральном профиле	Торфянисто-подзолисто-глеевые почвы* Торфянистые иллювиально-гумусовые глеевые подзолы (оруденелые)**	Торфяно-подзолисто-глеевые почвы* Торфяные иллювиально-гумусовые глеевые оруденелые подзолы**

* Почвы на суглинках.

** Почвы на песках и мощных двучленах.

На двучленных отложениях с малой и средней мощностью верхнего слоя (т.е. до 40–50 см) отчетливо выражены вложенные профили и в северной и в средней тайге, поскольку условия для их образования предопределены самой природой двучленов. С одной стороны, верхние компоненты двучленов имеют супесчаный гранулометрический состав, с другой — в них обеспе-

чен достаточный дренаж характером контакта с нижним слоем: неровным, часто наклонным, с участками песчаных линз и карманов. Такие почвы называют подзолистыми, или глееподзолистыми со вторым осветленным горизонтом, или контактно-глееватыми.

При мощности верхнего слоя двучлена свыше полуметра в северной и в средней тайге формируются ряды *иллювиально-гумусовых торфянистых глеев(атных подзолов)* с ортзандами разной степени развитости, вплоть до оруденелого горизонта. Как и суглинистые болотно-подзолистые почвы, они представлены 4 видами по комбинациям интенсивности оглеения и мощности торфяного горизонта. Принципиально подзолы на двучленах не отличаются от обычных полугидроморфных подзолов на песках и супесях, которые встречаются и в понижениях, а также при развитии ортзанда в нижних частях профиля на периферии болот и шлейфах склонов, на слоистых озерных отложениях легкого гранулометрического состава. В последнем случае переувлажнение за счет недостаточного сброса влаги из профиля усиливается плоским рельефом озерных котловин и горизонтальной слоистостью озерных отложений.

К мощным пескам, преимущественно кварцевым, вдоль Мезени, Кулоя, Ухты, Печоры приурочены мезоморфные альфегумусовые подзолы — железисто-иллювиальные и гумусово-железисто-иллювиальные (цв. ил. 3). В зависимости от условий рельефа полнота катен подзолов может быть различной (см. рис. 5.2). Так, в катенах борových террас, как правило, присутствуют иллювиально-железистые и иллювиально-железисто-гумусовые подзолы, связанные с мощными бедными песками; при неоднородности песков, т.е. наличии в них прослоев или линз суглинков, полнее представлена «влажная» иллювиально-гумусовая часть катены. Полноразвитые среднетаежные подзолы считаются наиболее типичными представителями умеренно континентального ряда подзолов на бедных песках.

Не так давно проявился интерес к малоизученным **почвам на редко встречающихся породах** с необычными свойствами, занимающим крайне малые площади в разных частях Восточно-Европейской таяжной области. К ним относятся почвы на плотных известняках, доломитах и мраморах, гипсах, красноцветных карбонатных алевролитах, железистых сланцах, зеленоцветных песчаниках, основных туфах (Горячкин, Макеев, 1991). Породы оказываются почвообразующими в связи с процессами ледниковой экзарации и выхода на поверхность дочетвертичных отложений, встречаются они только на возвышенных участках. Почвы на «чистых» плотных породах крайне редки, чаще почвообразующие породы представляют

собой смесь фрагментов плотных пород с рыхлыми ледниковыми осадками, либо продукты выветривания этих пород, либо обычные для территории рыхлые отложения, например морены, с близким подстиланием специфическими плотными породами. Ареалы почв на подобных породах были выявлены при маршрутных исследованиях на Беломорско-Кулойском и Обозерском плато, кроме Ветренный Пояс, Тимане, гряде Чернышова, возвышенностях Очпарма и Жежипарма.

Проведенное С.В. Горячкиным и А.О. Макеевым (1991) изучение локальных почв на необычных породах позволило выявить комбинации элементарных почвообразовательных процессов (ЭПП), свойственных каждой из почв (табл. 5.6), а также уточнить существовавшие названия почв с учетом их реальных свойств, а не только зонального положения.

Таблица 5.6

Проявление элементарных почвообразующих процессов в почвах на разных породах (по Горячкину, Макееву, 1991)

Породы	Элементарные почвообразующие процессы									
	Образование подстилки	Модерообразование	Мулеобразование	Потечно-гумусовый	Al-Fe-гумусовый	Биогенное оструктуривание	Миграции			Оглинивание
							ила	карбонатов	гипса	
Плита мрамора	++	++	-	+	+	-	-	+	-	-
Известняк, доломит	+	++	+	-	-	++	-	+	-	-
То же с силикатным мелкоземом	+	++	++	-	-	++	-	+	-	-
Плотные гипсы	++	++	-	+	-	++	-	-	+	-
Рыхлые гипсы	+	++	+	++	-	+	-	-	+	-
Карбонатная морена/гипс	+	++	+	-	-	++	-	+	+	-
Морена/гипс	++	++	+	+	+	+	-	-	+	-
Карбонатные красноцветы	+	++	+	-	-	+	+	++	-	+
Зеленоцветные песчаники	+	+	-	++	++	-	-	-	-	-
Железистые сланцы	++	+	+	-	-	+	-	-	-	+
Основные туфы	++	+	+	-	-	+	-	-	-	+

Было установлено, что к универсальным относятся процессы аккумуляции подстилок и грубого гумуса; в большинстве почв имеет место биогенное оструктурирование и, кроме почв на карбонатных породах, потечно-гумусовый процесс. Несколько неожиданным оказался вывод о формировании мягкого гумуса во многих таежных почвах. В отношении спектра процессов самыми бедными оказались почвы на плотных карбонатных и гипсовых породах, больше всего процессов отмечено в почвах на известковых глинах и карбонатных красноцветных алевритах. Авторы объясняют это соотношением однообразием или, напротив, разнообразием состава пород, их карбонатного и/или силикатного материала.

Развитие почв буроземного типа, «запрещенного» биоклиматическими условиями, С.В. Горячкин и А.О. Макеев объясняют примесью бурого моренного материала, создающего возможность обогащения профиля мелкоземом. Вообще, в выборе направления почвообразования и, следовательно, в облике почв важную роль играют неоднородность и сложность строения субстратов, перемешивание их компонентов, как и степень подготовленности к протеканию гипергенных процессов — раздробленность и разрыхленность плотной породы.

Существование почв на редко встречающихся плотных породах и на более обычных сложных субстратах не только служит материалом для педогенетических концепций, но и вносит ряд усложнений в строение почвенного покрова.

5.3.3. Главные черты почвенного покрова

Преобладающая форма строения почвенного покрова в обеих подзонах — относительно крупные гомогенные или слабопятнистые ареалы на междуречьях и умеренно контрастные катены по элементам ледниково-аккумулятивного рельефа. Почвенный покров суглинистых пологохолмистых и увалистых равнин складывается зональными почвами, полугидроморфными (болотно-подзолистыми) и верховыми, иногда низинными, торфяниками. Доля участия зональных почв ниже в северной тайге, чем в средней, где она тоже невелика — не превышает 1/3 территории. На песчаных пологоволнистых равнинах и холмах, как и везде, господствуют альфегумусовые подзолы в катенах разной полноты.

Главным фактором дифференциации почвенного покрова внутри подзон в пределах суглинистых территорий является внутрипрофильный дренаж, определяющий: а) соотношение болотных, полуболотных и условно «сухих» почв; б) особенности вложенного

профиля в глееподзолистых почвах и степень «подзолистости» в подзолистых. Напомним, что субпрофиль в глееподзолистых и подзолистых почвах в северной части их ареала определен В.Д. Тонконоговым как подзол потечно-альфегумусовый, южнее субпрофиль представлен альфегумусовым подзолом, яркость и выраженность которого уменьшается в том же направлении (см. рис. 5.9). Однако реального изображения этого тренда на почвенных картах пока нет.

В западной части области распространены почвы на двучленных отложениях, в том числе содержащих обломки карбонатных пород в нижнем компоненте двучлена, а также почвы на моренах с аналогичными включениями.

В северной тайге (см. рис. 5.8) плоские обширные поверхности междуречных равнин заняты верховыми болотами, окруженными полосами, часто концентрическими, состоящими из более или менее полного набора следующих почв: торфяно-глеевых, торфяно-подзолисто-глеевых, торфянисто-подзолисто-глееватых и т.д. Эти виды болотно-подзолистых почв в разных сочетаниях занимают также пологие склоны и менее плоские плакоры. Их общими чертами являются подвижность гумуса, обилие ярких сизых и охристых расплывчатых пятен, ортзандов, плотных железистых трубок по бывшим и современным ходам корней (роhrenштейнов), а также плывунность и слабая тиксотропность.

В этой гамме оглеенных почв глееподзолистые оказываются приуроченными к самым «сухим» позициям: выпуклым частям крутых склонов, бровкам, узким выпуклым вершинам увалов. Они чаще встречаются в приречных, более расчлененных ландшафтах. Несмотря на столь ограниченное распространение, глееподзолистые почвы играют заметную роль в структуре почвенного покрова восточной, предуральской части подзоны, где они занимают склоны парм. На западе, в Архангельской области, их значительно меньше и они представлены контактно-глееватыми (контактно-элювиальными) разностями на двучленных отложениях.

В средней тайге западнее Северной Двины широко распространены подзолы и контактно-элювиальные подзолистые почвы, в том числе с вложенным субпрофилем, на двучленах с мало-мощным песчаным или супесчаным слоем на тяжелосуглинистой, часто карбонатной морене.

К востоку от Северной Двины заболоченность возрастает и подзолистые почвы оттесняются на самые крутые выпуклые склоны и приречные участки. Почвенный покров состоит из сочетаний торфянисто- и торфяно-подзолисто-глееватых и глеевых почв, подзолистых контактно-оглеенных, верховых торфяников и торфяных почв. В Предуралье в связи с изменениями характера релье-

фа и улучшением дренированности на междуречные поверхности «возвращаются» подзолистые почвы, образуя сравнительно крупные однородные массивы. На крайнем юге среднетаежной подзоны среди суглинистых подзолистых почв появляются почвы со вторым гумусовым горизонтом. По древним и современным долинам Мезени, Вычегды, Печоры и их притоков большие площади заняты иллювиально-железистыми подзолами.

Близкое залегание плотных карбонатных пород проявляется в районе Каргополя («Каргопольская суша», древний очаг земледелия) и Обозерского плато, где встречаются не только подзолистые, но и дерново-подзолистые почвы. Они слабо насыщены основаниями, имеют слабокислую и нейтральную реакцию, а также аккумулятивно-гумусовый горизонт, отсутствующий в почвах области на силикатных породах. Его формирование вдали от основного ареала объясняется редким сочетанием антропогенного и породного факторов. Перечисленные свойства подзолистых почв послужили основанием для определения почв не только как остаточно-карбонатных, но и как дерново-подзолистых.

Элементы вертикальной дифференциации почвенного покрова прослеживаются на Тиманском кряже. Их появление обычно рассматривают как «осеверение почв», т.е. развитие в верхнем поясе пропитанно-гумусовых и близких к тундровым почв в северотаежной подзоне и/или глееподзолистых — в среднетаежной (Забоева, 1975). При близком залегании плотных пород под рябиновыми травяными ельниками формируются маломощные неподзоленные почвы, близкие к подбурам, как и на предуральских пармах, сложенных кристаллическими породами.

Таким образом, для почвенного покрова Восточно-Европейской области наиболее характерны следующие черты:

- существование зонального ряда почв на «обычных» суглинистых породах — глееподзолистых и подзолистых. Однако их распространение ограничивается широким развитием почв избыточного увлажнения;
- различные проявления катенарных закономерностей в северной и средней тайге на суглинистых породах;
- широкое распространение почв с вложенным альфегумусовым профилем на суглинистых и двучленных породах;
- ограниченное распространение литогенных почв (на необычных породах);
- появление дерново-подзолистых почв на давно освоенных землях при наличии карбонатного материала в материнских породах.

5.4. ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ОБЛАСТЬ

5.4.1. Причины и характер заболоченности

Для почвенного покрова области характерны известное однообразие, абсолютное преобладание избыточно влажных почв, как органических, так и минеральных, слабая выраженность подзональных различий. Строение почвенного покрова определяется конфигурацией болот и распространением всего двух вариантов почвообразующих пород — песков и пылеватых легких и средних суглинков. Минеральные почвы представлены на песках подзолами, на суглинках — таежными поверхностно-глеевыми (глееземами, светлоземами) и типичными подзолистыми, в том числе со вторым гумусовым горизонтом на крайнем юге. В Западной Сибири находятся самые крупные в России болотные массивы с мощностью торфяной залежи 1–5 м. По подсчетам Н.Н. Розова (1963), площади болотных почв в северной тайге составляют 29, а в средней тайге — 31%¹ (табл. 5.7).

Болотообразование началось 10–12 тыс. лет назад и продолжается до сих пор с разной скоростью; по мнению болотоведов (Лисс и др., 1976), темпы накопления торфа в средней тайге колебались от 0,2–0,5 мм/год в раннем голоцене до 0,5–0,8 — в позднем. Несмотря на континентальность климата, сохраняется климатическая предрасположенность к заболачиванию: $K_{увл}$ за год составляет 1,2–1,5, а осенью превышает 2. Сумма активных температур близка к таковой в европейской тайге (1300–1400°), однако сумма отрицательных температур выше в западносибирской, следовательно, возможности испарения атмосферных осадков ограничены.

Значительная часть области находится в зоне островной вечной мерзлоты, а тип температурного режима зональных почв

Таблица 5.7

Площади заболоченных и болотных почв по подсчетам
Н.Н. Розова (1963)

Подзона тайги	Почвы		Всего
	Болотные	Полуболотные	
Северная	29,3	26,3	55,6
Средняя	31,1	16,6	47,7
Южная	22,2	19,6	41,8

¹ Для сравнения: в северной и средней тайге Русской равнины болота занимают соответственно 22 и 13% общей площади (Караваяева, 1982).

В.Н. Димо определяет как умеренно холодный длительно промерзающий (1974). Оттаивание минеральных почв под таежными моховыми лесами происходит крайне медленно, в отдельные годы сохраняются перелетки. При оттаивании и пески и суглинки пересыщаются влагой, создаются горизонты верховодки и вертикальный отток влаги из профиля почвы практически отсутствует. Боковые перемещения вызывают накопление влаги в понижениях, что усугубляет общий избыток ее в ландшафте.

Однако главная причина переувлажнения — особенности рельефа Западно-Сибирской низменности, плоской¹, слегка повышающейся к краям ледниковой и озерно-аллювиальной равнины, сложенной мощной толщей рыхлых отложений (рис. 5.10). Рассматриваемая территория соответствует геоморфологической области ледниковых и водно-ледниковых равнин с равнинным плоскохолмистым рельефом и моренными холмами, грядами, камами и озами в краевых частях, прилежащих к Уралу и Среднесибирскому плоскогорью. Плосковершинные возвышенности занимают крайне малые площади (Сибирские Увалы, Белогорский Материк, Верхнетазовская возвышенность), и превышения их над окружающей равниной немногим больше 50 м. Сама равнина осложнена многочисленными термокарстовыми и озерными понижениями, староречьями. Относительные высоты составляют всего 5–15 м, преобладают уклоны 0,5–1,5°. Еще более плоский рельеф характерен для внеледниковой равнины.

Толщи рыхлых отложений отличаются низкой фильтрационной способностью за счет их горизонтальной слоистости и оглеенности, определяющей низкую порозность и высокую дисперсность. Горизонты почвенной верховодки залегают неглубоко (0,5–1,7 м) и динамически связаны с водоносными слоями, заключенными в толщах ледниковых и более древних отложений. В результате переувлажнены или заболочены не только понижения, но и почти все междуречья. Еще одним фактором накопления влаги в Западно-Сибирской таежной области являются гидрологические условия: слабый эрозионный врез крупных и малых рек, следовательно, боковая эрозия, расширение долин и малая дренирующая функция гидросети, а также особенности паводкового режима в виде длительных половодий в результате подпора низовий крупных рек и превращение функции сброса паводковых вод в свою противоположность. Кроме того, умеренная густота речной сети, обилие мелких заторфованных котловин, в том числе термокарстовых, служат дополнительными факторами сохранения больших масс воды в ландшафтах.

¹ «Нигде на земном шаре нельзя встретить столь обширную территорию с таким плоским рельефом» (Воскресенский, 1968. С. 219).

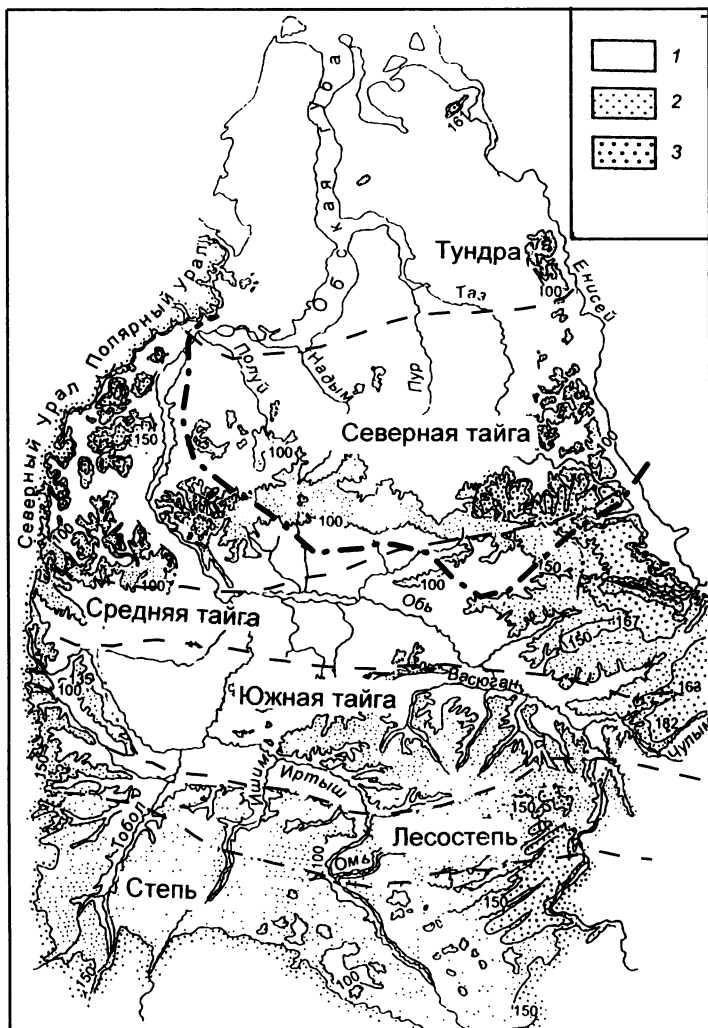


Рис. 5.10. Схематическая гипсометрическая карта Западной Сибири. Абсолютные высоты, м: 1 — менее 100, 2 — 100–150, 3 — более 150. Границы зон и подзон показаны пунктиром, южная граница распространения островной многолетней мерзлоты — штрихпунктиром

5.4.2. Болотные почвы: генезис, эволюция

По мнению палеогеографов, устойчивая тенденция к заболачиванию, выраженная в разрастании болот и захоронении под торфом минеральных почв, отмечается с середины голоцена до настоящего времени. Болота разнообразны по мощности и ха-

рактору торфяной залежи, состоящей из слоев торфа разного ботанического состава, на основании чего и производятся реконструкции палеоклимата и роста болот; болота определяют сейчас не только рисунок почвенного покрова, но и динамику ландшафта, и внутренние связи в нем.

В северной тайге широко распространены крупнобугристые *торфяники* с мерзлотой в буграх, сходные с аналогичными формами в южных тундрах. Они покрыты кустарничково-моховой или лишайниковой растительностью, иногда с лиственницей, сосной или елью. Между буграми нередко термокарстовые понижения, заполненные водой, перепад высот между ними достигает 4–6 м, в среднем — 1–3 м; обводненность болотных массивов составляет 25–50%. И.М. Гаджиевым и Б.А. Смоленцевым (1997) в северной тайге, а Н.А. Караваевой (1982) в средней тайге описаны полигенетичные профили торфяных почв, или торфяников, с погребенным под торфом подзолом (рис. 5.11). В северной тайге в торфяных буграх льдистая мерзлота находится в начале осени на глубине 60–70 см,

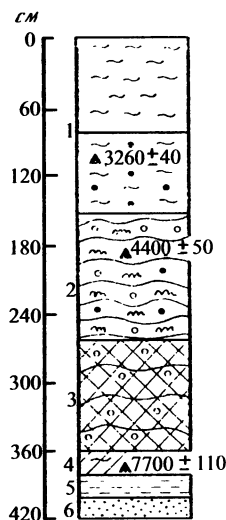


Рис. 5.11. Строение торфяной залежи на гряде Сытоминского торфяника (Караваева, 1982).

Виды торфа: 1 — фускум-торф (сфагновый), 2 — верховой пушицево-сфагновый, 3 — переходный пушицево-осоковый, 4 — низинный сфагново-осоковый; **минеральный грунт:** 5 — супесь, 6 — песок; **остатки растений в торфе:** ○ березы, ● сосны, ▲ даты по ^{14}C

торфяная залежь (переходного типа) над мерзлотой переувлажнена, ее верхняя часть сложена верховым торфом. Под неторфообразующей растительностью поверхность торфа обнаруживает признаки разрушения, разбита трещинами. Подобные образования здесь, как и в южной тундре, называются *торфяниками деградирующими*. Под торфяной залежью были описаны подзолы с «консервированным профилем», т.е. с обычными для подзолов горизонтами, но размытыми границами между ними и с накоплением гумуса на глубине около 2 м.

В средней тайге преобладают верховые кустарничково-сфагновые болота с сосной, мочажинно-грядовые кустарничково-лишайниково-моховые — с редкими деревьями и с торфяниками, если мощность торфяной залежи превышает 1 м, либо с торфяно-глеевыми почвами (цв. ил. 5, 6). Н.А. Караваева (1982) называет их *глееземами болотными*, если мощность залежи меньше 1 м. Обводненность болот здесь увеличивается по сравнению с северной тайгой. Мезотрофных и эутрофных болот сравнительно мало.

По периферии болот развивается широкая гамма низинных и переходных торфяников, *торфяно-глеевых*, *торфяно-подзолисто-глеевых* почв, в том числе на погребенных подзолах или других минеральных почвах.

На основании изучения состава болотных катен на легких и средних породах, палеоботанических данных и радиоуглеродных дат Н.А. Караваевой (1982) разработана схема голоценовой эволюции западносибирских болот в средней тайге. Ее основные положения можно сформулировать очень кратко следующим образом.

- Климатические факторы почвообразования, условия рельефа и дренажа благоприятны для развития заболачивания, причем оптимальные условия для торфонакопления складываются именно в средней тайге, где скорость роста торфяника составляет 0,5 мм/год.
- Заболачивание ландшафта происходит вследствие саморазвития болотных почв (как результата их длительной эволюции) в сочетании с метаморфозом (трансформацией под воздействием внешних по отношению к почве механизмов) внеболотных почв.
- Достигнув определенной мощности (1 м), торфяник аккумулятивной позиции в катене начинает оказывать влияние на почвы, расположенные выше по катене.
- Разрастание торфяника в горизонтальном направлении определяется как аллохтонное заболачивание. Оно сочетается с автохтонным, соответствующим саморазвитию торфяников как в подчиненных, так и в элювиальных «суходольных» частях катены. В результате роста (экспансии) торфяников навстречу друг другу предполагается исчезновение катены как комбинации почв. Структура почвенного покрова территорий, слагавшихся ранее катенами разной сложности, упрощается: он состоит из торфяников разных типов и видов, торфяно-глеевых почв разных видов на погребенных минеральных почвах.

Существование первого элемента эволюции ландшафта — саморазвития болотной почвы — доказывается гетерогенностью торфяной залежи, которая коррелируется с изменениями климата в голоцене и радиоуглеродными датами. Второй базовый элемент — экспансия нижнего торфяника — доказывается существованием профилей погребенных минеральных почв.

Всем болотам свойственны комплексы в отличие от сочетаний — преобладающей формы структур почвенного покрова внеболотных территорий. Состав комплексов различен в северной и средней тайге, хотя неизменными компонентами их сохраняются торфянистые, торфяные почвы и торфяники. В продолжение эволюционных построений Н.А. Караваевой можно предположить,

что болотные комплексы могут формироваться на завершающем этапе развития катен, когда господствуют органогенные почвы, пространственная дифференциация которых, т.е. почвенный покров, будет зависеть от новых мерзлотных и гидрологических условий внутри их ареала.

5.4.3. Минеральные почвы и особенности почвообразования в них

Минеральные почвы, песчаные и суглинистые, как и везде в таежно-лесных областях, резко различаются по свойствам и закономерностям распространения. Если при генетической интерпретации песчаных почв исследователи не встречают особых затруднений и видят свою задачу лишь в выявлении их региональной (провинциальной) специфики, то вопросы генезиса, диагностики, номенклатуры и закономерностей распространения суглинистых почв остаются спорными. Причинами различий в подходах к западносибирским минеральным почвам являются недостаточная степень изученности труднодоступных почв (особенно суглинистых) в малонаселенной и заболоченной области, контраст в морфологическом строении минеральных почв: ярких выразительных подзолов, с одной стороны, и монотонных палевых, сизовато-бурых суглинистых почв с динамичным застойно-элювиальным оглеением — с другой.

Песчаные альфегумусовые *подзолы* формируются на озерных, древнеаллювиальных, иногда переветренных, кварцевых песках, тонкослоистых, хорошо отсортированных. Как и в ранее рассмотренных областях, подзолы образуют ряды по увлажнению, в которых с ростом влажности также усиливается иллювиирование гумуса. Отличие западносибирских песчаных катен заключается в растянутости их гидроморфной части, где велико разнообразие ортзандовых и глееватых подзолов как следствие более длительного и/или застойного переувлажнения и слоистости песков (см. рис. 5.2). В профилях песчаных подзолов насчитывают до 6 ортзандов. Особенность западносибирских ортзандов, отмечаемая Г.В. Добровольским с соавторами (1981), — преобладание в их составе глинистого, а не железистого материала — подтверждает известное предположение о полигенезе ортзандов. Они могут быть как иллювиальными, так и гидрогенными. В первом случае предполагается глубокое залегание грунтовых вод и наличие двух зон осаждения веществ — продуктов иллювиирования: зоны ожелезнения, т.е. горизонта ВF, и ниже расположенной зоны преимущественной аккумуляции ила Vt(f). Накопление ила объясняется поступлением тонкодисперсного материала не только из

горизонта Е, но и из всего профиля подзола, а может быть, также и из почв, расположенных выше по катене, поскольку интенсивность горизонтальной и вертикальной фильтрации в песчаных западносибирских почвах почти одинакова. Принимая гидрогенную гипотезу образования ортзандов — аккумуляцию вещества из грунтовых вод, не всегда удастся обнаружить зависимости между уровнем грунтовых вод и распространением ортзандов. Поэтому и предлагает Г.В. Добровольский с соавторами еще больше расширить полигенетическую интерпретацию ортзандов, учитывая и возможность их образования в разное время начиная с раннего голоцена. Обсуждая вопросы эволюции почв Западно-Сибирской равнины, авторы обращаются к представлениям В.И. Орлова, считавшего, что наряду с прогрессирующим заболачиванием территории, вызванным отрицательными неотектоническими движениями, в отдельных участках существовали и противоположные тенденции.

Возвращаясь к изложенным выше положениям Н.А. Каравановой относительно эволюции болотных почв и песчаных катен, уместно напомнить, что наличие ортзандов является одним из благоприятных факторов аллохтонного заболачивания. Будучи расположенными субпараллельно поверхности, ортзанды выполняют функцию водоупора, способствуют латеральной внутрипочвенной миграции и обеспечивают гидравлическую связь между водоносными горизонтами, что увеличивает объем водообмена.

Еще одной региональной особенностью западносибирских подзолов является их языковатость (рис. 5.12). Языки элювиального горизонта, окруженные кофейно-бурой или темно-бурой каймой, проникают до глубины 1,5 м. По мнению Л.С. Долговой



Рис. 5.12. Западносибирский языковатый подзол

и И.П. Гавриловой (1971), формирование языков происходит в зрелом железистом подзоле по типу конвективных деформаций: при пересыщении влагой во время снеготаяния верхний подзолистый горизонт становится тяжелее нижнего и проваливается в него в зонах ослабленной связи.

Второстепенные различия между почвами легкого механического состава связаны с содержанием в них тонких фракций. Тонкопесчаные почвы менее оподзолены и по своим свойствам могут рассматриваться как переходные к почвам на суглинках.

Суглинистые почвы развиваются в основном на пылеватых легких и средних суглинках и известны под различными названиями (табл. 5.8). Большое разнообразие генетических интерпретаций объясняется не только историческими причинами¹, но и своеобразием морфологии почв, ее изменчивостью, отсутствием известных для других районов связей между морфологией почвы и ее положением в катене. Например, самые оподзоленные внешне почвы, т.е. почвы с обильной и глубоко проникающей белесой «присыпкой», занимают самые сухие позиции на склонах, а к плакорам приурочены почвы с недифференцированным профилем. Поскольку все почвы в той или иной мере оглеены, а морфология глея, как известно, нестабильна, то свойства почвенного профиля меняются в зависимости от погодных условий, времени описания и других частных причин.

Таблица 5.8

**Почвы, растительность и рельеф на минеральных грунтах
(по Долговой, Гавриловой, 1971, Караваевой, 1982)**

Почвы	Растительность	Рельеф
Таежные поверхностно-глееватые, глееземы дифференцированные, кислые элювиально-глеевые, слабоблужкоподзолистые глеевые, буровато-глеевые, светлоземы глееватые	Лиственнично-еловое редколесье кустарничково-моховое	Плакоры: плоские поверхности и пологие верхние части склонов
Охристо-элювиально-глеевые, глееземы северной тайги, кислые элювиально-глеевые, светлоземы иллювиально-железистые	Лиственничное редколесье кустарничково-мохово-лишайниковое	Поверхности террас
Подзолисто-элювиально-глеевые, глееземы текстурно-дифференцированные, подзолистые поверхностно и глубинно глеевые и глееватые, элювиально-глеевые	Елово-пихтово-кедровые кустарничково-зеленомошные леса (с таежным мелкотравьем)	Расчлененные междуречья, склоны террас

¹ Результаты первых исследований в Западной Сибири были опубликованы Д.А. Драницыным еще в 1914 г.

Профиль почв отличается слабой цветовой и текстурной дифференциацией, которая, как обычно, усиливается с улучшением дренажа, что иллюстрируется для западносибирской тайги приведенными в табл. 5.8 названиями почв. Профилю в целом свойственна палево-сизая окраска с разнообразными охристыми и белесыми пятнами в элювиальной части; собственно элювиальный, или подзолистый, горизонт не всегда ясно выделяется по цвету, имеет непрочную комковатую структуру, сочетающуюся с нечеткой плитчатостью. Срединный горизонт отличается сизовато-бурыми тонами окраски, непрочной комковато-ореховатой структурой, укрупняющейся с глубиной. На гранях отдельностей заметны тонкие глинистые пленки и ясно выражены белесые осветленные пятна или гнезда, традиционно называемые белесоватой «присыпкой». Обе группы новообразований недостаточно хорошо развиты, чтобы быть надежными диагностическими критериями того или иного срединного горизонта. Так, пленки свидетельствуют об ограниченном иллювиировании глины; осветление, как показала Н.М. Федорова, имеет элювиально-сезонно-криогенную природу. С глубиной ослабевают оструктуренность, исчезают пленки, отчетлива мерзлотная плитчатость, могут появиться признаки пльвунности.

Почвы кислые, содержание гумуса в осветленном горизонте составляет 2–3%, гумус фульватного типа, ненасыщенность уменьшается вниз по профилю: от 30 до 70%. Профиль дифференцирован по валовому содержанию оксидов железа при слабой гранулометрической дифференциации, хотя $K_d > 1,4$.

Механизм дифференциации профиля на разных этапах изучения почв оценивался по-разному. Первоначальные представления об оподзоливание как непременно процессе в таежной зоне уступили место мнению о преобладании элювиального оглеения. Впоследствии Г.В. Добровольским с соавторами было показано, в том числе экспериментально, что развитие элювиального оглеения объясняется не столько его собственной высокой интенсивностью, сколько подавленностью, заторможенностью других процессов, его «конкурентов» — лессиважа и оподзоливания — в связи с суровыми климатическими условиями области. Поэтому практически во всех предлагаемых названиях почв присутствует указание на оглеение (глееземы, таежные поверхностно-глееватые, кислые элювиально-глеевые и др.). Исключение представляет недавнее название, введенное в «Классификацию почв России» 1997 г., — «светлоземы»¹, где оглеение «спрятано» или названо по-другому. Генезис светлоземов связывается с «...восстановительной мобилизацией соединений железа с по-

¹ Название «светлоземы» было предложено В.Д. Тонконоговым.

следующим их выносом за пределы профиля, иногда с частичным иллювиальным накоплением» (Классификация..., с. 98). Иллювиальное накопление тонких частиц в срединном горизонте минимально, а свойства горизонта позволяют рассматривать его как структурно-метаморфический, т.е. горизонт с почвенными процессами перестройки и слабого химического (химико-минералогического) преобразования твердой фазы.

5.4.4. Закономерности распространения почв

Выделяемые подтипы таежных поверхностно-глеевых почв (глееземов дифференцированных, светлоземов) не образуют катен с ясными закономерностями, они чаще встречаются в неопределенных сочетаниях или ташетах с болотными и торфянисто-подзолисто-глеевыми почвами, чередуются с участками песчаных подзолов, участвуют в эволюционных рядах заболачивания. Как общую тенденцию можно отметить более широкое распространение глееземов недифференцированных — таежных глеемерзлотных почв — в мерзлотных районах северной тайги, а элювиально-глеевых почв, имеющих более заметную дифференциацию профиля, — в средней тайге. Тем не менее Г.В. Добровольский с соавторами возвращается к обсуждавшемуся еще в 1973 г. Н.А. Караваевой вопросу об отсутствии подзональных различий в почвах с новых позиций:

а) сходства факторов почвообразования в обеих подзонах при доминирующей роли факторов, определяющих дренаж;

б) динамичности, непостоянства морфологических признаков почв в сезонных и межгодовых циклах и соответственно отсутствия диагностики для таких объектов. Другими словами, динамика свойств почв (в том числе и их пространственная вариабельность) сильно затрудняет привычную диагностику почв и процессов и недостаточно хорошо известна для создания новой диагностики, которая смогла бы выявить существующие (?) подзональные различия.

На юге таежно-лесной области с ее более теплым климатом немного улучшается дренированность междуречий, глубже залегают грунтовые воды и появляются суглинистые *подзолистые глубинно-глееватые* почвы, в том числе почвы *со вторым гумусовым горизонтом*. Второй гумусовый горизонт залегает в профиле обычно ниже подзолистого в виде пятен, линз, редко — сплошного горизонта. Его рассматривают как реликт темноцветных луговых почв или лугово-черноземных, существовавших в ареале средней тайги во время климатических оптимумов голоцена.

Почвенный покров болотных массивов подчиняется собственным закономерностям, которые, как следует из предыдущего раздела, можно назвать эволюционно-литологическими.

При сравнении общих географических закономерностей распространения таежных почв Русской и Западно-Сибирской равнин выявляются следующие особенности почвенного покрова таежной области Западной Сибири:

- высокая степень заболоченности, связанная с особенностями рельефа, гидросети, климата и строения рыхлых толщ;
- динамичность болот, влияющая на состав и строение почвенного покрова не только самих болот, но и прилежащих к ним территорий;
- малый контраст в минеральных автономных почвах северной и средней тайги. Подзональные различия имеют скорее количественный характер и обнаруживаются в строении почвенного покрова;
- наличие своеобразных оглеенных почв на суглинках и супесях со слабой дифференциацией профиля, имеющих разные названия;
- специфичность подзолов (языковатость, глееватость и наличие нескольких ортзандов);
- сохранение реликтовых почв или реликтовых признаков в почвах.

5.5. СРЕДНЕСИБИРСКАЯ ОБЛАСТЬ

5.5.1. Почвенно-географические закономерности и факторы почвообразования

Почвы и почвенный покров территорий, расположенных между Енисеем и Леной, до сих пор очень слабо изучены. В отличие от рассмотренных ранее областей Среднесибирская область не охарактеризована в специальных монографиях о почвах, отсутствует систематическая почвенная съемка, картографические материалы получены в основном дистанционными методами. Отдельные статьи посвящены специальным почвенно-генетическим проблемам (например, проявлениям подзолообразования на основных породах и в условиях континентального климата, роли криогенеза в почвообразовании или минералогическим особенностям почв), либо в них обсуждается специфика почв отдельных частей этой огромной и труднодоступной территории. Поэтому здесь будут рассмотрены лишь самые общие черты почвообразования и распределения групп почв, установленные почвоведом в ходе редких маршрутных исследований.

Недостаточность фактического материала создает известное впечатление простоты почвенного покрова, который интерпретируется с акцентом на широтно-зональные закономерности либо на литогенную матричность¹. В первом случае предполагается зональный ряд почв: глемерзлотно-таежные, мерзлотно-таежные и дерново-подзолистые длительно сезонно-мерзлотные², который дополняется включениями литогенных почв на карбонатных и основных породах, тундровых примитивных почв на самых высоких поверхностях. Во втором случае основная роль в почвенном покрове отводится подбурам, как почвам на сильнощелочистых изверженных средних и частично основных породах, обеспечивающих (наряду с континентальным климатом) исключительно окислительные обстановки в профиле. Основные вулканические породы имеют «собственные» уникальные почвы — грануземы, а к немногочисленным выходам гранитов, гнейсов, кварцитов и к бескарбонатным песчаникам приурочены железистые подзолы. В противоположность перечисленным почвам с резко выраженными окислительными режимами и полным отсутствием глея на рыхлых отложениях выделяются криоземы — неглеевые и глеевые (Соколов, 1981³). Эта литогенная матрица достраивается примитивными почвами крутых склонов и высоких поверхностей, перегнойно-карбонатными почвами.

В результате почвенный покров характеризуется «макромозаичностью» в северной и средней тайге до широтного участка Ангары, южнее которого он более однороден и состоит из массивов суглинистых подзолистых и дерново-подзолистых почв с включениями «литогенных» почв на выходах плотных пород, в том числе карбонатных. Дерново-подзолистые почвы всегда рассматриваются как южнотаежные и в областях, расположенных западнее, отличаются от почв северной и средней тайги по свойствам, современным режимам, истории и другим параметрам. В Средней Сибири мы, вслед за физико-географами (Пармузин, 1985; Районирование..., 1989), рассматриваем почвенный покров бассейна Ангары и ее левых притоков в рамках всей области, включая и южную тайгу, поскольку континентальность климата и характер рельефа сглаживают подзональные различия в ландшафтах. Тем не менее почвенно-генетическая граница между миром подбуров и

¹ Первый вариант интерпретации почвенного покрова представлен на карте СССР масштаба 1:4 М 1954 г.; второй — на картах масштабов 1:2,5 М и 1:4 М соответственно 1988 и 1995 гг.

² Вся Среднесибирская область, кроме Енисейского края, располагается в зоне вечной мерзлоты.

³ Соколов И.А. Гидроморфное неглеевое почвообразование // Почвоведение. 1980. № 1. С. 21–31; № 2. С. 5–18.

криоземов основной части плоскогорья, с одной стороны, и ареалами суглинистых почв его южной оконечности — с другой, остается очень резкой.

Проявления вертикальной зональности отмечались при обоих подходах к географии почв на плато Путорана, части Анабарского массива и Енисейском кряже. Таким образом, специфика почв области, как и различия между ними, определяется на фоне резко континентального климата характером материнских пород и рельефом.

Рельеф Среднесибирского плоскогорья представляет собой древние поверхности выравнивания и плато, образующие высотные ступени 600–700 м и 800–850 м и сложенные разнообразными по устойчивости нижнепалеозойскими отложениям, перекрывающими докембрийский фундамент. Он выходит на поверхность только в Анабарском массиве и в Енисейском кряже. Наиболее высокая часть плоскогорья — плато Путорана на северо-западе — достигает 1700 м. Центральнo-Тунгусская впадина — пониженная часть плоскогорья, монотонная равнина — располагается на высотах 400 м с отдельными столовыми возвышенностями до 800 м.

Уникальной чертой Среднесибирского плоскогорья является древний (верхний карбон–пермь–нижний триас) вулканизм, результатом которого были мощные внедрения основной магмы, давшие пластовые интрузии, лавовые покровы, толщи туфов, объединяемые в трапповую формацию. Она включает основные магматические породы: диабазы, долериты, диабаз-порфириды, габбро-диабазы (цв. ил. 9; Воскресенский, 1968). Мощность пластовых интрузий превышает 100 м, и, как более устойчивые к денудации, чем вмещающие или перекрывающие их осадочные породы, они бронируют древние поверхности выравнивания, либо, если интрузии имеют характер лакколитов, дифференциальная эрозия формирует обширные куполообразные низкогорные массивы. Секущие трапповые интрузии сохранились в рельефе как невысокие обрывистые останцы (цв. ил. 7). Значительно реже столовые поверхности связаны с горизонтально залегающими известковистыми песчаниками, более устойчивыми к размыву, чем глины, аргиллиты, алевролиты. Последняя группа пород, преимущественно юрского возраста, выполняет депрессии древнего рельефа, чем объясняется относительно ровный характер современной поверхности этих небольших понижений, суглинистый или глинистый состав почвообразующих пород и затрудненный дренаж (цв. ил. 8).

В отличие от рассмотренных ранее таежных областей в Среднесибирской практически отсутствуют ледниково-аккумулятивные формы в силу как ограниченного развития ледниковых по-

кровов (достоверные признаки ледниковых явлений установлены только на плато Путорана и в Анабарском массиве; Воскресенский, 1968), так и преобладания денудации в связи с неотектоникой на территории всего плоскогорья. Очень малые площади занимают аккумулятивные озерные и речные террасы, на которых С.С. Воскресенским отмечается (палео)криогенный бугристо-западный рельеф по полигонально-трещинным льдам. Следовательно, почвообразование протекает в совершенно иных литолого-геоморфологических условиях и только локально, в понижениях, можно было бы искать аналогии с рассмотренными ранее суглинистыми почвами и процессами в них. Однако климатические режимы существенно меняют весь ход процессов и в этих несчастных для Средней Сибири ситуациях.

В пределах всей области почвообразование лимитируется резко континентальным климатом и мерзлотой. Очень выразительный подбор климатических показателей, иллюстрирующий суровость климата, приводит Ю.П. Пармузин в своей книге «Тайга СССР» (1985). Средние годовые температуры везде отрицательны; средние температуры января на северной границе зоны составляют -32 и -39° (на западе и востоке), средние температуры июля соответственно $+14$ и $+18^{\circ}\text{C}$. У южной границы области средние температуры января и июля равны -26 и тоже $+18^{\circ}$. На фоне этих чрезвычайно контрастных показателей отчетливо проявляется нарастание суровости климата к востоку, что хорошо видно и по годовым суммам осадков в среднем для области: от 500 мм на западе до 250 — на востоке. За холодный период выпадает всего 15% осадков, снежный покров держится в среднем с октября по май, достигая мощности 30–40 см в долинах и 60–80 — на плато. В этих условиях сохраняется и даже усиливается (Пармузин, 1985) вечная мерзлота грунтов. Сумма активных температур колеблется от 800° у северной границы северной тайги до 1400° на южной границе средней тайги.

Таким образом, период почвообразования очень краток, мерзлота присутствует в почвах северной и средней тайги, в южной тайге почвы тоже оттаивают поздно, на глубине более 1–1,5 м сохраняется льдистая мерзлота. В северной части области мерзлота определяет примитивный характер почв, господство физического выветривания и широкое распространение мерзлотных явлений в почвенном покрове, в средней части криогенезом обусловлен облик почв на суглинках (криоземов), в южной — мерзлотные признаки обнаруживаются в нижних горизонтах суглинистых почв. Мерзлота и суровость климата влияют на особенности преобразования опада: заторможенность минерализации растительных остатков, их мерзлотную фрагментацию, образование грубого гумуса или сухого торфа.

Известное сходство результатов процесса гумусонакопления в почвах обширных пространств объясняется характером лесов — мохово-лишайниковых и кустарниково-моховых лиственничников (цв. ил. 10). В северной тайге они, как обычно, редкостойны, низкобонитетны. Самые сухие участки заняты лишайниковыми лиственничниками из даурской лиственницы, в более влажных лесах нижний ярус образован ерником. К югу от полярного круга появляются среднетаежные мохово-кустарниковые лиственничники, сосново-лиственничные леса по таликам, иногда с подлеском кустарников и ерником, чередующиеся в бассейне Подкаменной Тунгуски с сосняками. Леса с участием темнохвойных пород приурочены к наиболее благоприятным местообитаниям. Переход к южной тайге отмечается распространением лиственнично-сосновых и сосновых лесов с преобладанием трав в нижнем ярусе. Площадь под лесами составляет 86% территории, но распределение лесов неравномерное в связи с горячами, а в центральной части области ерnikово-моховые леса перемежаются с заболоченными лесами и болотами. В Центрально-Тунгусской впадине сырые леса и болота на мерзлоте занимают до 1/3 площади, что является, скорее, исключением, чем правилом. Там же встречаются небольшие участки осоково-гипновых и сфагновых болот округлой формы, приуроченные к воронкам жерл древних вулканов, и такое любопытное явление, как следы огромного ветровала, сохранившиеся от падения тунгусского метеорита в 1908 г. (Пармузин, 1985).

Отмеченные различия в характере таежной растительности имеют большее значение как показатель подзональных ландшафт-

Таблица 5.9

**Материнские породы и почвы Среднесибирской области
(по Соколову, Градусову, 1981)**

Породы					
Каменисто-мелкоземистые породы и пески		Суглинистые и глинистые нещелочистые			
Кислые	Основные	Кислые		Основные	
		Хороший дренаж	Плохой дренаж	Хороший дренаж	Плохой дренаж
Почвы					
Подзолы, подбуры	Охристые подбуры	Подзолистые	Глеевые, торфяные, мерзлотно-таежные*	Грануземы	Мерзлотно-таежные*, глеевые, торфяные

* Впоследствии криоземы.

ных особенностей, незначительных вариаций в количественных параметрах почв и их органогенных горизонтов, чем как фактор дифференциации почвенного покрова. В качестве такого фактора выступают материнские породы, их гранулометрический состав и скелетность, химический и минералогический состав (табл. 5.9).

5.5.2. Особенности почвообразования, почвы и закономерности их распространения в северной и средней тайге

На изверженных породах, их элювии и элюво-делювии на умеренно крутых и крутых склонах, на поверхностях выравнивания с россыпями трапповой щебенки или галечниками распространены *подбуры*. Они относительно «индифферентны» к химическому составу пород, но встречаются только в условиях хорошего внутрипрофильного дренажа. Как правило, мощность профиля не превышает 0,5 м, гранулометрический состав не тяжелее среднего суглинка, обломочный материал занимает более половины почвенной массы, что неизбежно в условиях резко континентального холодного климата, ограничивающего процессы выветривания. Органогенные горизонты чаще всего представлены грубогумусовыми, маломощными торфяными и сухоторфяными почвами; мерзлота «сухая», малольдистая.

По облику главного диагностического горизонта — альфегумусового — подбуры иногда разделяются на *охристые* и *типичные* (Соколов, Градусов, 1981) или *темные* и *светлые* (Почвенная карта РФ, 1988) соответственно по преобладанию иллювиирования железистых или гумусовых соединений. Охристые подбуры тяготеют к железистым песчаникам, аргиллитам, сланцам; в средней тайге при отсутствии торфяного горизонта они иногда называются таежными кислыми неоподзоленными или буротаежными почвами. Последнее название несколько неопределенно и требует пояснений.

Термин «*буротаежные почвы*» был предложен Ю.А. Ливеровским для почв Южного Забайкалья под темнохвойными лесами на умеренно или слабощебнистых породах в условиях хорошего дренажа, другими словами, они занимают экологическую нишу непрерывно увлажненных южнотаежных почв в Сибири. По комплексу факторов почвообразования предполагается промежуточное положение буротаежных почв между альфегумусовыми (подбурами) и нормальными буроземами, т.е. биоклиматические условия обеспечивают как образование и перемещение алюмо- и железоорганических

соединений, так и процессы стадийных трансформаций первичных алюмосиликатов и педогенное оструктурирование. В обоих случаях велика роль соединений железа в качестве структурора, фактора устойчивости минеральной массы (к оподзоливанию) и ее окраски. В отличие от подбуров в буротаежных почвах не бывает торфяного или сухоторфяного горизонта; в отличие от буроземов в них не может формироваться лесной мягкогумусовый горизонт, поэтому «им предписан» грубогумусовый горизонт.

Буротаежные почвы обогащены несиликатными оксидами железа, не насыщены основаниями, имеют кислую–слабокислую реакцию, аккумулятивное или равномерное профильное распределение илстой фракции при малом ее количестве, фульватный тип гумуса с быстрым падением его содержания по профилю. Однако предложенная морфологическая и аналитическая диагностика буротаежных почв не является достаточно жесткой и позволяет относить к буротаежным любые кислые почвы с бурым недифференцированным профилем как со стороны подбуров, так и со стороны буроземов. В результате буротаежные почвы потеряли свою определенность, причем больше в генетическом плане, чем в географическом; их экологическая ниша оказалась занятой бурными грубогумусовыми почвами — самым кислым и бореальным вариантом буроземов.

Подбуры в северной и средней тайге теоретически могут различаться на количественном уровне. Но эти предполагаемые различия явно перекрываются локальными влияниями (химизмом и характером залегания пород, мерзлотными явлениями, уклонами, экспозицией склона), определяющими разную мощность профиля этих молодых почв на древних породах в мире древнего рельефа.

В северной части области, на южных отрогах Путораны и прилежащих к ним высоких расчлененных плато, подбуры на склонах сочетаются с примитивными литогенными почвами (литоземами, тундровыми фрагментарными) под лишайниковыми или ерниковыми тундрами на поверхностях плато. Среди подбуров встречаются сухоторфяные. Между Нижней и Подкаменной Тунгусками подбуры занимают не только склоновые позиции, но и междуречья, перекрытые трапповой формацией; южнее они распространены на разных плотных осадочных и кристаллических породах вне строгой зависимости от их состава. Южнее Ангары ареалы подбуров редки.

Подзолы альфегумусовые, в отличие от подбуров, встречаются очень редко в связи с ограниченностью ареалов кислых и бедных пород (бескарбонатные песчаники, граниты), а также с недостаточным атмосферным увлажнением. Оно служит причи-

ной преобладания среди подзолов железистых, а не гумусовых вариантов. По мощности, кроме обычных подзолов, В.М. Корсун (1982) выделяет укороченные каменистые и карликовые. В средней тайге подзолы занимают относительно выровненные участки с кедрово-еловыми (с участием пихты), брусничными и зеленомошно-черничными лесами. Рядом переходов они связаны с охристыми подбурами, тяготеющими в нижнем Приангарье к песчаникам с карбонатным цементом.

Специфические особенности минералогии и химизма материнских пород — долеритов, базальтов, габбро-диабазов — наследуются почвами, которые Н.А. Ногина и О.В. Макеев (1958) назвали дерново-лесными, чтобы отделить их от предписанных зональным принципом подзолистых; позднее (в 1974 г.) И.А. Соколов предложил для них новый термин: «грануземы». Последнее название отражает характерный морфологический признак почв: очень высокую структурность срединного горизонта, состоящего из округлых агрегатов правильной формы и простого строения (гранул), напоминающих псевдопесок тропических железистых почв. Как и в тропиках, здесь роль структурора выполняет железо, высокое содержание которого в профиле является следствием основного состава пород. Псевдопесчаный горизонт сменяется в профиле гранузема криогенно-оструктуренным плитчато-листоватым горизонтом, в нем или немного ниже появляются признаки надмерзлотного оглеения. В отличие от подбуров и подзолов, в грануземах имеется не только грубогумусовый горизонт, но и слабо развитый гумусовый, что связано с богатством пород основаниями (рис. 5.13).

Влияние пород проявляется также в нейтральной реакции нижних горизонтов на фоне кислых и слабокислых верхних, в насыщенности поглощающего комплекса по всему профилю, в высоких валовых содержаниях Fe, Mg, Al, в своеобразии процессов и продуктов выветривания. Особенности выветривания основных пород заключаются, по мнению И.А. Соколова и Б.П. Градусова (1981), в избирательном выветривании основных плагиоклазов и остаточном накоплении пироксенов, рудных минералов и кварца; характерен вынос железа и кальция, накопление вторичных соединений алюминия, железа и кремния, аллофанов; вместе с тем в илистой фракции обязательно присутствуют смектитоподобные образования. Накопление тонкодисперсного



Рис. 5.13. Профиль гранузема

вещества связано с высвобождением глинистых продуктов гидротермального происхождения из «минералов-контейнеров»: плагиоклазов, вулканического стекла, пироксенов.

Облик грануземов с их сложным профилем по сравнению с другими почвами рассматриваемой территории, с закономерными трансформациями свойств субстрата в ходе почвообразования, с характерными педогенными структурами и минералогией тонких фракций не вызывал особых сомнений и дискуссий в отличие от их ареалов. В первых работах, посвященных среднесибирским грануземам, они считались основными элементами почвенного покрова трапповых плато и чередовались с «каменными морями» и курумами по склонам разной экспозиции и крутизны, редко с подбурами и суглинистыми почвами. Позднее В.Д. Васильевская (1980) и И.А. Соколов (1981, 1986, 1997) сильно сузили ареал грануземов за счет признания таковыми почв со сложным профилем только на мелкоземистых отложениях, т.е. на продуктах выветривания и переотложения основных пород, а не непосредственно на них самих. В результате на некоторых картах, составившихся в то время, грануземы были показаны отдельными контурами почти повсеместно на Среднесибирском плоскогорье, тогда как с современных позиций они рассматриваются как локальные почвы в аккумулятивных частях катен трапповых плато. Самостоятельный крупный ареал грануземов выделен у западных подножий Путораны в полосе ледниковой аккумуляции (в области «больших озер Центральной Субарктики»).

Более обычные литогенные почвы представлены рендзинами перегнойными на карбонатных породах, занимающими значительные площади на северо-востоке области.

На фоне столь большого разнообразия «литогенных почв» почвы на суглинистых бескарбонатных отложениях, которые соответствуют зональным почвам, точнее, заменяют их, распространены на небольших в масштабах Среднесибирского плоскогорья пространствах. На суглинках в условиях близкого залегания мерзлоты формируются почвы, называемые мерзлотно-таежными глеевыми почвами или *криоземами*. Они в наибольшей мере соответствуют комплексу факторов почвообразования северной и средней тайги и не встречаются в южной (рис. 5.14). Избыточному увлажнению этих почв способствуют выположенность рельефа, тяжелый гранулометрический состав, близкое залегание мерзлоты: 30–70 см в конце лета. Однако далеко не всегда комбинация перечисленных обстоятельств вызывает развитие глея. К механизмам, противодействующим оглеению, относятся: криогенное перемешивание почвенной массы, обеспечивающее ее лучшую аэрацию; трещиноватость, также улучшающая аэрацию и поступление кислорода; низкие температуры, положительно влияющие



Рис. 5.14. Ареалы криоземов

на кислородный (окислительный) режим, но ограничивающие микробиологическую активность и гумусообразование. В результате формируются почвы с простым однородным и неглубоким профилем, состоящим из органогенного горизонта, однородной бесструктурной грязно-бурой массы с признаками криотурбаций, подстилаемой мерзлотой. В Программе Почвенной карты РСФСР 1982 г. такие почвы назывались «мерзлотно-таежными гидроморфными неглеевыми». Позднее И.А. Соколов предложил термин «криоземы». Со временем им придавалось все большее значение: было выделено самостоятельное криоземное направление почвообразования, распространенное в очень широком спектре природных условий — от тундр и тундролесий до южной тайги (Соколов, 1997); криоземы были введены в классификацию почв России (1997 г.) на уровне отдела.

Криоземы подразделяются И.А. Соколовым (1981) на два типа: *торфянисто-перегнойные (гомогенные)* и *тиксотропные*. Первые отличаются менее мощным профилем, «запертым» мерзлотой на глубине 30–40 см, в котором велика роль органического вещества. Малая мощность надмерзлотной толщи в гомогенных криоземах определяет высокую интенсивность криогенного перемешивания, препятствующего ее дифференциации на горизонты. Надмерзлотная минеральная толща содержит щебень, пропитана

гумусом, в ней присутствуют фрагменты и обрывки органогенного материала верхнего горизонта, обычны признаки пльвунности. Отмеченные характеристики устойчиво повторяются в почвах широкого спектра ландшафтов. Торфян(ист)о-перегнойные криоземы часто образуют сочетания или комплексы с мерзлотными болотными почвами, но, по первоначальному определению, не имеют переходов к ним.

Тиксотропные криоземы приурочены к сравнительно тяжелым мелкоземистым породам, свойства которых определяют варьирование генетических характеристик почв. Однако всем тиксотропным криоземам присуща большая, чем у гомогенных криоземов, мощность профиля (до 70–90 см), в котором проявляются криотурбации, характерны маломощный органогенный горизонт и отчетливая тиксотропность. Тиксотропные криоземы обнаруживаются по трещинно-полигональному нанорельефу, буграм пучения, пятнам, солифлюкционным полосам. Они образуют переходы к глееземам: криоземы тиксотропные типичные → криоземы тиксотропные глееватые → глееземы криотурбированные → (торфяно-)глееземы.

Среди необычных почв Средней Сибири Н.И. Белоусовой были описаны почвы на подвижных почвообразующих породах, названные ею «крипоземами»¹. Крип — медленное турбулентное движение по пологому склону вязкопластичных грунтов с суглинистым или глинистым мелкоземом в узком интервале значений влажности и при мощности сезонно-талого слоя до 0,5 м. В более влажных грунтах или при менее глубоком оттаивании развивается солифлюкция. Наиболее обычные уклоны, при которых были обнаружены крипоземы, составляют 2–5°.

В профиле крипозема под маломощным торфянистым горизонтом залегает структурный, однородно окрашенный (коричнево-)бурый горизонт с резкой нижней литогенной границей (с грубообломочным элювием пород трапповой формации). Структура, комковато-зернистая или псевдопесчаная во всем профиле, обеспечивает хорошую аэрацию. Встречаются фрагменты или линзы органогенных горизонтов, что, как и в криоземах, объясняет повышенную гумусированность и темные тона окраски горизонта. Обломочный материал в крипоземе часто аллохтонен; характерно его расположение: большей гранью параллельно дневной поверхности и длинной осью по склону. Сочетание расположения обломков с изогнутыми формами стволов и комлей деревьев служит внешним диагностическим признаком крипоземов (рис. 5.15).

¹ Белоусова Н.И. О почвах Сибири на подвижных почвообразующих породах // Почвоведение. 1992. № 4. С. 16–30.

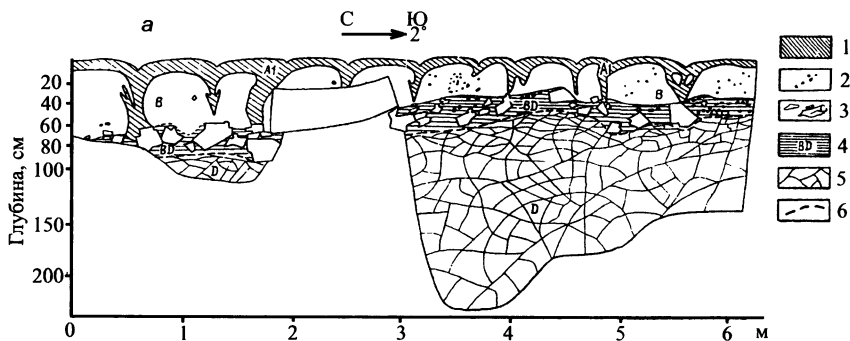


Рис. 5.15. Профиль крипозема (а), формы стволов и корней деревьев (б) (Белоусова, 1992): 1 — дернина и гумусовый горизонт, 2 — угольки, 3 — обломки траппа, 4 — мелко раздробленный и перемятый материал туфогенных пород и почвенный горизонт BD, 5 — структурный элювий туфогенных пород, б — границы между почвенными горизонтами

Таким образом, к условиям образования крипоземов относятся: определенный режим влажности, глинистость мелкозема как следствие основного состава пород (в этом они сходны с грануземами), малая мощность торфа (при большей мощности, следовательно более высокой влажности, крипоземы уступают место криоземам), повышенное для условий Средней Сибири атмосферное увлажнение. Основной ареал крипоземов — западная часть междуречья Нижней и Подкаменной Тунгусок.

На суглинистых ровных поверхностях в северных частях бассейнов рек Анабар и Оленек имеет место комплексность почвенного покрова — явление, не характерное для почвенного покрова таежно-лесных областей и сближающее эту крайнесеверную тайгу с тундрами. По описаниям Е.Н. Ивановой (1965), комплексы различаются в зависимости от степени дренированности. Самые плоские участки характеризуются простыми комплексами из глеемерзлотно-таежных почв (глееземов или глееватых криоземов) с болотными мерзлотно-таежными. С улучшением дренажа, в том числе при близком залегании плотных пород, например песчаников, состав комплексов становится более разнообразным за счет вариантов почв разной степени криотурбированности, оглеенности, щелбнистости, характера и мощности органогенного горизонта. В микропонижениях летом присутствует вода, иногда они

заняты подушками сфагновых мхов. В основе форм комплексов могут быть бугорки или нанополігоны.

На обширных известняковых и доломитовых плато на востоке рассматриваемой территории сочетания почв состоят из криоземов и глееземов на поверхности плато с его тонким мелкоземистым чехлом и перегнойными рендзинами на выходах плотных карбонатных пород крутых склонов. На плоских поверхностях ступеней Среднесибирского плоскогорья с горизонтально залегающими отложениями, а также в Тунгусской впадине встречаются торфяные и осоково-гипновые болота.

5.5.3. Почвы южной тайги

Южная тайга Средней Сибири по особенностям климата, факторам дифференциации почвенного покрова, преобладающим почвенным процессам ближе к таежным бореальным областям, чем к суббореальным. В почвенном отношении тем не менее она имеет две специфические «собственные» черты: до нее доходят, но в ней не встречаются криоземы, и она имеет типичные зональные почвы — дерново-подзолистые, хотя и не вполне обычного облика. По температурному режиму южная тайга близка средней: температуры самого теплого и холодного месяцев соответственно $+17^{\circ}$ и -21° °С, количество осадков 350–400 мм. Почвы на суглинках промерзают до 120–130 см, оттаивают лишь к концу июля, а температура в слое 0–20 см в августе составляет всего 10° °С (Хисматуллин, 1970). Позднее оттаивание в сочетании с летними дождями создает избыток влаги в верхней части почвенного профиля, который смещается к осени в иллювиальные горизонты.

Так же как и в северной и средней тайге, материнские породы здесь являются главной причиной различий между почвами (см. табл. 5.10). В южной тайге они еще более разнообразны: к траппам и туфам, известнякам и кислым песчаникам добавляются красноцветные карбонатные песчаники, аргиллиты и сланцы; в Западном Приангарье появляются покровные суглинки и глины, древнеаллювиальные пески, древние коры выветривания, в Енисейском кряже — граниты и кварциты.

Кроме светлохвойных травяных лесов имеются и темнохвойные: мелкотравно-зеленомошные ельники, пихтарники, иногда с кедром, и долгомошные ельники или пихтарники с мелколиственными породами в понижениях (падях). По общему характеру и «вкладу» в почвообразование южно-таежные леса близки к типичным таежным.

Территория расчленена притоками Ангары, в приречных частях нередко крутые склоны, узкие долины, скальные выходы, карстовые формы. На юго-востоке и в Присяянской впадине рельеф представляет собой всхолмленную возвышенную равнину с отдельными сопками. Характерны останцы с трапповыми покровами, крутыми склонами, лиственнично-сосновыми лесами. Они возвышаются и на ровном междуречье Чуны и Ангары, перекрытом мощной толщей суглинков и глин. В целом щебнисто-суглинистые отложения в южной тайге занимают большие площади, чем в северной и средней. Юго-восточная часть — бассейн верхней Ангары и Лены — представляет собой обширное возвышенное (абс. высоты 300–600 м) плато, сложенное палеозойскими плотными карбонатными породами, с относительно монотонным рельефом в северной части и расчлененным эрозионно-тектоническим в южной, с отдельными известняковыми грядами выше 1000 м.

В почвенном покрове описываемой территории между ее северо-западной и юго-восточной частями имеются известные различия, отмеченные еще в 1949 г. И.В. Николаевым и подтвержденные впоследствии исследованиями Н.А. Ногиной, Ш.Д. Хисматуллина, В.А. Снытко и В.Н. Горбачева. Северо-западная часть с ее менее континентальным климатом, участками суглинистых материнских пород и темнохвойными лесами характеризуется распространением подзолистых и дерново-подзолистых почв. На междуречье Чуны и Ангары распространены *дерново-подзолистые* почвы со *вторыми гумусовыми горизонтами* (ВГГ). Юго-восточная часть в почвенном отношении ближе к среднетаежным территориям.

Верхние части суглинистых катен в условиях нормального дренажа заняты *типичными подзолистыми* или дерново-подзолистыми почвами с маломощным гумусовым горизонтом (рис. 5.16). Они отличаются глубокой оподзоленностью и значительной глубиной иллювиального горизонта — до 2 м. Степень оподзоленности уменьшается вниз по катене в отличие от признаков ВГГ,

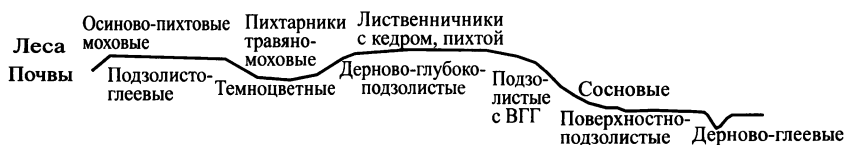


Рис. 5.16. Закономерности распространения почв под разными лесами на рыхлых отложениях на северо-западе южной тайги Среднесибирской области (по данным Хисматуллина, 1970, и др.)

лучше выраженных в почвах ее нижних частей, где ВГГ сливается с темноцветными горизонтами почв понижений. Второй гумусовый горизонт залегает обычно в пределах элювиальной толщи и отличается от вышележащего увеличением содержания гумуса на 1–1,5%, а также отношением Сгк/Сфк около 2 на фоне величин 0,2–0,5 в верхнем гумусовом горизонте.

По мнению Ш.Д. Хисматуллина (1970), почвы с ВГГ являются переходными к *темноцветным почвам* шлейфов склонов и водосборных понижений в пределах водораздельных равнин как в отношении положения в катенах, так и по генезису. Мощный гумусовый горизонт темноцветных почв (до 60 см) с зернистой структурой и высоким содержанием гумуса (6–7%) рассматривается им как реликтовый, сохраняющийся в настоящее время благодаря некоторым особенностям условий почвообразования, в частности слабо выраженному промывному режиму, позднему оттаиванию, подтоку неагрессивных почвенных растворов. В почвах же склонов остаточный характер второго гумусового горизонта объясняется разрушением его сверху подзолообразованием, тем более энергичным, чем выше по склону расположен профиль. На песчаных террасах выделяются почвы со слабо выраженным альфегумусовым профилем (*поверхностно-подзолистые*), с нейтральной реакцией нижних горизонтов. Рассмотренные закономерности строения почвенного покрова имеют общие черты с закономерностями восточноевропейской южной тайги, но только в отношении суглинистых отложений и песков.

Почвы подзолистого почвообразования встречаются и на дрифтах древних кор выветривания, и на красноцветных песчаниках. Первые занимают повышенные элементы рельефа, имеют светлый иллювиальный горизонт с ожелезненными прослойками и своеобразными химическими и минералогическими свойствами, наследуемыми от породы. Подзолистые почвы на песчаниках приурочены к склонам с лишайниковыми сосняками.

В юго-восточной и центральной частях ареала южной тайги наряду с увеличением континентальности климата возрастает разнообразие материнских пород и почвенный покров вновь приобретает литогенную «макромозаичность».

Если сравнить табл. 5.9 и 5.10 с точки зрения характера различий между породами как фактором дифференциации почвенного покрова, то становится очевидным их разный уровень: достаточно общие различия на севере и более существенные на юге, что вполне закономерно. В северных подзонах тайги вялотекущие почвенные процессы реагируют в первую очередь на условия оттока влаги, тогда как в южной тайге условия дренажа менее значимы по сравнению с материальным составом материнских пород.

Материнские породы и почвы в южной тайге Среднесибирской области

Породы							
Суглинки и глины	Древние коры вывет- ривания	Пески	Песчаники		Извест- няки	Сланцы	Траппы
			бескар- бонатные	с карбо- натным цементом			
Почвы							
(Дерно- во-)под- золис- тые, в том чис- ле с ВГГ	Подзо- листые	Поверх- ностно- подзо- листые	Дерно- во-под- золис- тые	Дерново- подзоли- стые ос- таточно- карбо- натные	Дерно- во-кар- бонат- ные	Дерно- во-таеж- ные	Дерно- во-лес- ные желези- стые

Почвы с недифференцированным профилем приурочены к траппам и глинистым сланцам. На траппах формируются мало-мощные *дерново-лесные железистые* почвы с высокими запасами гумуса, нейтральные, насыщенные, подстилаемые с 30–50 см трапповой щебенкой (Макеев, Ногина, 1958; Снытко, 1973). Неоподзоленность почв на юрских сланцах, распространенных в южной части территории, Н.А. Ногина связывает со спецификой глинистых минералов сланцев, оказывающейся дополнительным и уже непреодолимым препятствием для малоинтенсивного подзолистого процесса в условиях континентального климата. Почвы на сланцах также насыщены основаниями, богаты гумусом, нейтральны или слабокислы, что объясняет их название «*дерново-таежные*».

К неоподзоленным почвам юго-востока относятся и *дерново-карбонатные*, наиболее широко представленные на приленских известняках. Они связаны рядом переходов с дерново-подзолистыми остаточными карбонатными почвами на элювии известняков, а также на красноцветных песчаниках с карбонатным цементом. Столь необычная порода объясняет своеобразие почв. Они имеют подзолистый профиль благодаря высокой проницаемости песчаников и кислую реакцию; вместе с тем содержат 6–12% гумуса, насыщены основаниями в срединном и нижних горизонтах вследствие карбонатности цемента песчаников. В отличие от ареалов подзолистых почв на суглинках здесь не обнаруживается закономерных связей между степенью оподзоленности и рельефом, а причиной незначительных различий в почвенном покрове является неоднородность самих песчаников.

В пределах Среднесибирской области проявляется и вертикальная дифференциация почвенного покрова, в частности на

плато Путорана и на отдельных высоких массивах с трапповыми покровами. Подбуры и примитивные почвы (литоземы) сочетаются с торфянистыми тиксотропными почвами в подгольцовом поясе ольховника и ерников и в поясе редкостойных лиственничников; выше 700–800 м горные тундровые почвы перемежаются с гольцами и курумами. В северотаежном поясе И.А. Соколовым и В.Д. Тонконовым (1975) были выделены своеобразные почвы с бурым глубокогумусированным и не переувлажненным профилем под травянистыми березняками в местах скопления снега; под обычной для этих мест лиственничной тайгой они различают сочетания «литоподбуров» на легких породах и тиксотропных торфянистых почв на более тяжелых.

Енисейский край имеет небольшие высоты и относительно мягкий климат, и на нем можно проследить лишь отдельные элементы вертикальной смены почв в рамках буротаежных и альфегумусовых под средней тайгой с высоким участием темнохвойных пород. Подзолы тяготеют к выходам гранитов и гнейсов докембрийского фундамента.

Таким образом, для почвенного покрова Среднесибирской области наиболее характерны следующие черты:

- смена контрастных материнских пород, определяющих «макро мозаику» почвенного покрова;
- сходство закономерностей строения почвенного покрова и почв северной и средней тайги, в отличие от южной, сохраняющей, однако, бореальный характер в силу резко континентального климата;
- широкое распространение подбуров, формирование своеобразных почв — грануземов и крипоземов — на дериватах основных пород;
- подчиненное значение мерзлотных почв на суглинистых отложениях — криоземов гомогенных и тиксотропных.

5.6. ВОСТОЧНО-СИБИРСКАЯ ОБЛАСТЬ

5.6.1. Факторы почвообразования

Огромная по размерам, протягивающаяся с севера на юг параллельно Тихоокеанскому побережью область состоит из средневысотных хребтов, разделяющих обширные высокие нагорья. К северной части области относятся хребты: Верхоянский, Черского, Момский, Юдомский, Сунтар-Хаята, северная часть Джугджура с плоскогорьями, плато и котловинами между ними. Наибо-

лее крупные — Момское, Оймяконское, Колымское нагорья. Субмеридиональный хребет Сетте-Дабан с параллельными ему Скалистым и Улахан-Бомом отделяет область от Якутской котловины. Южная часть включает Алданское нагорье, северные части хребтов и котловины Нижнего Приамурья в бассейнах Уды и правых притоков Амура; Становой хребет отделяет бореальную Восточно-Сибирскую область от суббореальной Дальневосточной. Кроме горного рельефа характерной чертой природы области является чрезвычайно суровый климат: резко континентальный на большей ее части и условно морской в прибрежной полосе. Соответственно на севере области выделяют «тундролесье», а на юге — собственно тайгу.

Почвы Восточно-Сибирской области изучены крайне слабо, слабее, чем почвы всех рассмотренных ранее таежных областей; даже маршрутными исследованиями охвачены сравнительно небольшие районы. Особенности рельефа и географического положения области определяют следующую субординацию почвенно-географических законов: вертикальная зональность → провинциальность → широтная зональность. Эти закономерности были положены в основу Почвенной карты северо-востока Евразии масштаба 1:2,5 М, составленной Е.М. Наумовым (1993).

Большая часть территории находится в высотном интервале 500–1000 м, абсолютные отметки Эльгинского плоскогорья и Оймяконского нагорья около 1500–2000 м, а высоты отдельных вершин окружающих их хребтов приближаются к 3000 м. Юкагирское, Алазейское и Янское плоскогорья несколько ниже: они расположены на высотах 500–800 м. Низменных равнин почти нет за исключением низменности в верховьях Колымы и очень узкой прибрежной полосы, крутыми обрывами отделенной от материковой части.

Рельеф области определен С.С. Воскресенским (1968) как горно-эрозионный с ограниченным участием аккумулятивного и ледникового (цв. ил. 11). Сформированный мезозойской складчатостью горный рельеф был пенеценизирован к палеогену, после чего спокойный тектонический режим сменился активными движениями земной коры, которые обусловили общий облик «возрожденных гор». Современные формы рельефа связаны с последующей денудацией и накоплением мощных осадочных толщ. Разнообразие форм горных массивов и склонов зависит от состава исходных мезозойских толщ (эффузивно-осадочных), характера их залегания и стратификации, остатков древнего рельефа, наличия меловых гранитных и гранодиоритовых интрузий, а также от современных мерзлотных склоновых процессов. На склонах

широко распространены курумы, солифлюкционные полосы мелкозема вдоль склона, терраски.

Платообразные, относительно ровные поверхности рассматриваются либо как остатки древнего пенеплена, либо как результат денудации горизонтально залегающих слоев плотных осадочных пород или накопления мощных рыхлых толщ в тектонических впадинах. Рыхлые отложения часто покрыты щебнем, песком или глыбами. Флювиальным процессам придается большое значение в формировании рельефа и отмечается их региональная особенность — наличие плоскодонных расширений, обрамленных крутыми склонами, в глубоко врезуемых речных долинах, что является результатом образования наледей, поскольку аллювий всех рек зимой промерзает.

В связи с таким сложным развитием рельефа материнскими породами чаще всего служат плотные осадочные породы и продукты их разрушения: песчаники, аргиллиты, алевролиты; реже граниты и сланцы, кое-где остатки древних кор выветривания и древний аллювий. Морены и зандровые отложения встречаются локально в связи с четвертичным оледенением самых высоких хребтов — Верхоянского и хребта Черского. Весь комплекс рыхлых отложений занимает относительно небольшие площади, преимущественно на крупных плоскогорьях, где кроме элюво-делювия плотных пород изредка встречаются лёссовидные супеси и суглинки.

Почти вся область находится в зоне вечной мерзлоты; местами в прибрежной полосе и в самой южной части — долине Уды и низовьях Амура — мерзлота имеет островной характер. Мерзлые толщи рыхлых отложений мощностью 300–700 м имеют температуры в верхних частях $-8...-16^{\circ}\text{C}$, талики встречаются редко (Воскресенский, 1968).

По суровости климата северная континентальная часть Восточно-Сибирской области не имеет аналогов на земном шаре. Здесь находится известный полюс холода — Оймякон — с абсолютными минимумами температур до -71° , при средней температуре января $-49,5$, июля $+13,6^{\circ}$ и абсолютных летних максимумах $+30...+35^{\circ}$. По комплексу климатических характеристик, особенностям мерзлоты и некоторым ландшафтным чертам И.П. Герасимов (1985) считал сибирский полюс холода аналогом перигляциальных обстановок четвертичных оледенений, представляющим исключительный интерес для реконструкции палеогеографических условий. С октября по апрель среднемесячные температуры воздуха отрицательны, снежный покров маломощен, а мерзлые грунты имеют самые низкие в стране температуры, глубина протаивания не превышает 2 м. Летние температуры меньше отличаются от «средних по тайге» — $+16...+17^{\circ}$, среднее годовое количество

осадков составляет 350–500 мм, ясно выражен летний максимум в их сезонном режиме.

Горный рельеф в сочетании с высокими обширными плоскогорьями усугубляет климатические контрасты, создавая местами условия засушливого климата с летним $K_{увл}$ до 0,3. С другой стороны, приморские территории, как и везде в мире, характеризуются повышенной влажностью воздуха, частыми туманами, увеличением суммы осадков, однако в Охотоморье все это имеет место на фоне низких температур. В отличие от рассмотренных ранее таежных областей в Восточно-Сибирской появляются резкие климатические контрасты, хотя территории, так сильно различающиеся по климату, занимают ничтожно малые площади в пределах холодной континентальной области с разновысотными горными массивами.

Таким образом, практически повсеместно в области почвообразование ограничено суровыми климатическими условиями, в первую очередь краткостью активного периода, глубоким и длительным промерзанием почв, мерзлотой, а также характером субстрата — суглинисто-щебнистым маломощным элюво-делювием плотных пород. В результате профили большинства почв маломощны и не дифференцированы на горизонты за исключением органогенных. Таковы прежде всего подбуры на щебнистых субстратах. Реже встречаются почвы на суглинистых слабощебнистых отложениях — криоземы. Влияние мерзлоты на свойства почв и закономерности их распространения не слабее, чем в тундровых областях.

На Почвенной карте северо-востока Евразии (1993) Е.М. Наумов разделяет почвы по характеру мерзлоты на несколько групп: *сухомерзлотные* и *немерзлотные* (почвы легкого гранулометрического состава и/или сильно щебнистые), *малольдистые с глубоким* и *с близким залеганием мерзлоты* (соответственно почвы на легких породах и почвы сухого климата), *льдисто-мерзлотные* (почвы наиболее тяжелого гранулометрического состава и/или более влажного климата).

5.6.2. Почвы и региональные различия в почвенном покрове

По многим свойствам почв и некоторым элементам строения почвенного покрова Восточно-Сибирская область имеет общие черты со Среднесибирской, однако отличается от нее отсутствием основных пород и связанных с ними почв, большим однообразием таежной растительности и почв, более широким распространением альфегумусовых почв. Генетические связи почв

Индибирско-Колымской провинции области и Якутской котловины пока не очень определены.

Подбуры образуют нижнюю ступень вертикальной поясности и сменяются с высотой *тундровыми слабообразованными (литоземами)*. К востоку подбуры постепенно уступают место *подзолам*, что связано с более влажным климатом, кислым составом плотных пород, влиянием кислых пеплов, долетающих с Камчатки. В этом смещении трендов альфегумусового почвообразования отражается вторая общая закономерность строения почвенного покрова — провинциальность. Она заключается в выделении влажной прибрежной Охотоморской и резко континентальной материковой фаций во всех схемах почвенно-географического районирования. Более того, в континентальной части особые микроклиматические условия обеспечивают существование участков холодной лесостепи (степи), а в приморской — избыточно влажных инверсионных тундр.

Характеристика почв и почвенного покрова Восточно-Сибирской области дается по следующим ее частям: северной, в общем соответствующей подзоне северной тайги, и южной — среднетаежной. Граница между ними неопределенна и проходит с северо-запада на юго-восток приблизительно от восточного конца широтной южной дуги Верхоянского хребта до широты северной оконечности хребта Джугджур. В северной части основная материковая фация рассматривается отдельно от Охотоморской. Граница между ними идет по восточному склону Колымского хребта. Южная среднетаежная часть протягивается узкой полосой между побережьем Охотского моря и Алданом, отделяющим ее от Якутской котловины, до Нижнего Приамурья. Она располагается в основном в бассейнах рек Мая и Юдома — правых притоков Алдана, а южная ее часть принадлежит бассейну Уды. Устройство поверхности, прежде всего преобладание горных хребтов и их взаимное расположение, а также климатические режимы не дают оснований для провинциального разделения южной части Восточно-Сибирской области.

В пределах **северной части** области основная материковая фация выделяется чрезвычайно холодным и континентальным климатом, участием тундровых элементов в почвенном покрове и растительности. Географы определяют преобладающий тип растительности континентального таежного северо-востока как «тундролесье» (Пармузин, 1979; Голубчиков, 1996). При большой протяженности территории, пересеченности рельефа и пестроте почвообразующих пород структура вертикальной поясности относительно однообразна (Зоны и типы поясности..., 1999).

В нижнем поясе северотаежных листовенничных редколесий и редины на плотных щебнистых породах распространены подбуры, среди которых много сухоторфянистых, особенно в низких хребтах и нагорьях южной части территории (цв. ил. 12). На относительно мелкоземистых участках появляются почвы, которые Ив.П. Герасимов называл глеемерзлотными, Л.Г. Еловская — северотаежными мерзлотными, И.А. Соколов — криоземами, Е.М. Наумов — таежными льдисто-мерзлотными глеевыми и глееватыми (*криоглееземами*). Как и среднесибирским суглинистым почвам, им свойственны отсутствие дифференциации профиля, его малая мощность (с полуметра идет мерзлота), грубогумусность, криотурбированность, иногда тиксотропность. Характерно отсутствие оподзоленности, биогенное накопление оснований в органическом горизонте при его кислой реакции. Повышение рН книзу связывается с затрудненным выносом продуктов почвообразования, ограниченным мерзлотой. Оглеение, локализованное в средней части профиля — частый, но не обязательный признак почв. По-видимому, оно позволило Е.М. Наумову отделить криоглееземы, традиционно называемые таежными глеевыми и глееватыми почвами, от собственно криоземов, в которых более активные криопедотурбации ограничивают развитие глея. В почвенном покрове все перечисленные почвы сочетаются с почвами мерзлотных трещин.

Среди криоглееземов преобладают торфянисто-перегнойные, но на низменности в среднем течении Колымы между Момским хребтом и Юкагирским плоскогорьем на карте показаны гумусово-перегнойные почвы на глинистых породах. Криоземы, в соответствии с представлениями И.А. Соколова, разделяются на тиксотропные и гомогенные торфянисто-перегнойные, или торфянисто-высокогумусные, в которых криогенное перемешивание приводит к обогащению органическим веществом однородной минеральной толщи. Закономерности распространения двух вариантов криоземов, скорее всего, обусловлены характером пород.

С высотой северотаежные редколесья и редины переходят в пояс кедрового и ольхового стланика на высотах 1200–1700 м, где были описаны торфянистые или грубогумусовые маломощные подбуры, сочетающиеся с примитивными, органогенными почвами и скальными выходами; выше 2000 м находятся гольцы и курумы.

В замкнутых межгорных котловинах и на склонах южной экспозиции встречаются участки степной растительности (житняк, келерия, типчак, полынь холодная, мятлик) с флорой, родственной североамериканским степям бассейна Юкона. Они определяются геоботаниками как дерновинно-злаковые степи,

считаются реликтами дауро-монгольских степей; на карте зон и типов поясности (1999) они отнесены к лесостепи. Степи могут выходить за пределы своих ареалов, захватывая гари и вырубки (Юрцев, 1981). Почвы под степными участками назывались сначала каштановидными, таежно-степными, позднее — *степными криоаридными*. В.И. Волковинцером было установлено, что они представляют особый тип почвообразования, свойственный горам Восточной и Южной Сибири, высокогорьям Средней Азии (1978)¹. На Почвенной карте Северо-Востока Евразии степные криоаридные почвы показаны как имеющие исключительно локальное распространение на Янском плоскогорье и Оймяконском нагорье. Г.М. Быстряков (1979) выявил небольшие участки со степными криоаридными почвами в верховьях Колымы в крайне засушливых долинах и на южных склонах, обращенных в сторону широких долин.

Степной характер почвообразования проявляется в непромывном водном режиме, в накоплении гумуса, преимущественно за счет корнеопада, в аккумуляции карбонатов. Гумусовый горизонт мощностью не более 20 см, серовато-каштанового цвета, неясно комковатый, содержит 2–5% гумуса гуматно-фульватного состава (Сгк/Сфк 0,9–0,4). Иногда выделяется буровато-красноватый органоминеральный горизонт с карбонатными новообразованиями, рассматриваемый Г.М. Быстряковым как реликтовый. В карбонатном горизонте отчетливы мягкие конкреции диаметром до 6–7 см, встречаются натёки — «бородки» на обломках пород. Они сочетаются с автохтонными мелкоземистыми, гумусовыми или железистыми кутанами. В составе гумуса относительно много фракций ФК и ГК, связанных с кальцием, и очень высоко содержание гуминов, что, как известно, не свойственно собственно степным почвам и связано с краткостью летней фазы активного почвообразования, засушливостью весеннего и осеннего периодов и длительным сильным промерзанием в условиях малоснежных зим. Этими же причинами определяются особенности выветривания и минералогического состава степных криоаридных почв. Обычно они имеют супесчано-суглинистый состав мелкозема, нейтральную реакцию, насыщены основаниями.

Если криоаридные почвы соответствуют определенным ландшафтным позициям, то менее отчетливо выражена географическая локализация другой группы почв с сухой или малольдистой мерзлотой — палевых, представленных на Почвенной карте северо-востока Евразии. Судя по их ареалам, они рассматриваются авторами карты как переходные к собственно палевым почвам Якутской котловины.

¹ Волковинцер В.И. Степные криоаридные почвы. Новосибирск, 1978.

Среди интересных географических явлений в Восточно-Сибирской области упоминались наледи на реках, в сочетании с выходами теплых подземных вод вдоль русел рек образующие «наледные поляны», почвы которых стали объектом недавних исследований магаданских почвоведов А.Ш. Оганесяна, Н.Г. Су-сековой и В.В. Аверченкова (1997). Наледи наиболее распространены в долинах хребтов Верхоянского, Момского с самой крупной наледью в мире (Голубчиков, 1996) и хребта Черского. Проведенные исследования показали, что почвы наледных по-лян отличаются от окружающих их почв на мелкоземистых суб-стратах отсутствием оглеения в связи с высоким содержанием кислорода в затопляющих их водах, повышенными значениями рН и широким спектром микроэлементов. Их морфологические признаки зависят от характера инъекционных льдов, которые иногда отрывают органогенные горизонты от минеральной толщи.

Климат **Охотского побережья** очень образно описан Ю.Н. Го-лубчиковым (1996) как «избыточно-влажный, со знаменитыми туманами», с «ревушим месивом метелей зимой», с «сочетанием промозглой влажности, низких температур и пуржистости». На побережье выпадает 350–500, в горах — до 800 мм осадков, из ко-торых 3/4 приходится на лето. Средние температуры воздуха в июле не превышают 13°, в январе –20...–24°С, продолжительность ус-ловно безморозного периода 50–100 дней. Столь неблагоприятные климатические и погодные условия определяют существование на склонах угнетенных бруснично-лишайниково-моховых листвен-ничных редколесий с участками кедрово- и ольхово-стланиковых тундр; межгорные котловины и долины заняты инверсионными тундрами, которые чаще всего представлены бугристыми сфагно-выми болотами и осоково-пушицевыми кочкарниками. С высо-той редколесья сменяются кедровым и ольховым стлаником.

Почвы формируются преимущественно на кислых породах: гранитах, гранодиоритах, филлитах (на горных склонах) и их де-риватах в виде древнеаллювиальных, озерно-аллювиальных, де-лювиальных и солифлюкционных мелкоземистых отложений. Кроме того, на побережье почти везде обнаруживается тонкий слой вулканического пепла кислого состава, что свойственно периферии Охотско-Камчатского вулканического пояса. Вопрос о вкладе пеплов в формирование облика почв, не относящихся к вулканическим, является новым и дискуссионным. Он был под-нят впервые Г.М. Быстряковым (1979), считавшим, что в морфо-логии профиля пеплы обеспечивают «седоватость» органогенно-го горизонта, или «присыпку», редко создавая линзы подзолистого горизонта, и, безусловно, служат источником дополнительного подкисления. Мощность слоя пеплов оценивалась им в 5–15 см. В представлениях упоминавшейся выше группы магаданских

почвоведов пеплам придается большее значение в интерпретации генезиса почв. В Магаданской области ими были описаны «полипрофили» почв с осветленными горизонтами, представляющими собой слои пепла (тефру). В пределах толщи 1,5–2 м от поверхности содержалось 3–5 светлых слоев тефры (Оганесян, Сусекова, 1997).

Условно-зональными для Охотоморья принято считать подзолы иллювиально-гумусовые с контрастным, хотя и маломощным профилем. Развитию подзолов на фоне влажного холодного климата благоприятствуют кислые, хорошо аэрируемые породы. Менее распространены подзолы сухоторфяные, встречающиеся на ровных и открытых участках прибрежной равнины. Иллювиально-гумусовые подзолы иногда имеют признаки оглеения и криотурбаций; они отличаются очень кислой реакцией (в органическом горизонте значения $pH_{\text{водн}}$ составляют 2–3), высокой обменной и гидролитической кислотностью. Фациальным признаком охотоморских подзолов является интенсивное иллювиирование гумуса (см. рис. 5.2). В горизонте ВНФ накапливается до 3% гумуса, так что почвы называют иллювиально-многогумусовыми. Кроме основного климатически обусловленного процесса аккумуляции гумуса объясняют его надмерзлотной фиксацией и присутствием пеплов — источников R_2O_3 .

С высотой подзолы сменяются горными торфяными и сухоторфяными подбурами, в том числе оподзоленными, под стлаником и горно-тундровыми почвами мохово-лишайниковых тундр. В приморских инверсионных тундрах распространены тундровые глеевые почвы с хорошо выраженным бугорковатым микрорельефом и торфяники с мерзлотой.

Таким образом, в Охотоморье имеет место «сдвиг почвообразования в гумидную сторону», который усугубляется влиянием кислых пород. Однако «океаничность» Охотоморья, конечно же, весьма относительна и совершенно несравнима с условиями западных теплых областей, расположенных на тех же широтах; в частности, здесь все суглинистые почвы не только глубоко промерзают, но и могут иметь вечную мерзлоту в профиле.

Южная часть Восточно-Сибирской области имеет менее континентальный и более влажный климат с заметным муссонным влиянием, хотя везде сохраняются глубокое промерзание почв (до 2–2,5 м) и островная мерзлота. Достаточно большие высоты (в среднем около 1000, иногда до 2200 м) определяют существование нескольких лесных вертикальных поясов, венчающихся гольцовым и тундровым подгольцовым. Последний более разнообразен и включает не только стланики, но также березовое криволесье и лиственничное редколесье; в горнотаежном поясе присутствуют темнохвойные породы (цв. ил. 13). По составу вер-

тикальных поясов в растительности эта территория начинает приближаться к сложным забайкальским высотным спектрам (Зоны и типы..., 1999).

На фоне фациальных (провинциальных) и вертикально-поясных закономерностей широтная зональность — переход от северной тайги к средней — сказывается в усложнении структур вертикальных поясов, в появлении новых почв, а также в иных соотношениях между почвами, в том числе мерзлотными и немерзлотными. Так, к югу расширяются ареалы подзолов, изменяются свойства подбуров. Преобладание плотных кислых пород на Алданском нагорье благоприятно для развития альфегумусового почвообразования, которое здесь подробно изучалось Н.И. Белоусовой (1974).

Почвы горной тайги Алданского нагорья очень близки забайкальским, первоначально названным Н.А. Ногиной горными мерзлотно-таежными или горно-таежными ожелезненными. В более поздних работах Н.И. Белоусовой, И.А. Соколова, В.О. Таргульяна они были определены как подбуры. Различия в почвенном покрове «средней» и «верхней» лиственничной тайги на высотах соответственно 700–900 и 900–1200 м определяются сменой *подбуров* на *подзолы*; в качестве критерия их разделения было принято наличие сплошного горизонта А2 мощностью не меньше 3 см. В результате статистической обработки большого массива почвенных описаний было установлено, что имеет место смена подбуров подзолами с высотой, однако это, скорее, тенденция, чем жесткая закономерность¹. Кроме альфегумусовых почв, в составе почвенного покрова принимают участие *перегнойно-* и *дерново-карбонатные* на плотных известняках в бассейне Май. В западную часть области по суглинистым породам заходят палевые почвы из Якутской таежно-лугово-лесной области, в низовьях Май встречаются также небольшие ареалы подзолистых почв. Однако широкое распространение на мелкоземистых породах таежных мерзлотных почв (гомогенных криоземов, или криоглееземов) свидетельствует о еще достаточно суровых условиях почвообразования средней тайги.

Южные хребты (отроги Станового, Тукурингра, Буреинский) отличаются более мягкими, сглаженными формами за счет широкого распространения сланцев и чехла рыхлых отложений. Климатические и литолого-геоморфологические условия оказываются здесь благоприятными для формирования более мощных

¹ Соколов И.А., Таргульян В.О. Статистический подход к анализу почвенного покрова малоизученных территорий // Закономерности пространственного варьирования свойств почв и информационно-статистические методы их изучения. М., 1970.

и развитых почв. После долгого перерыва в нижнем горном поясе появляются темнохвойные леса из дальневосточных видов: аянской ели и белокорой пихты. Об относительно благоприятных климатических условиях свидетельствует появление дуба и рододендрона даурского на самых теплых и сухих склонах. Отмеченные изменения отражаются в почвенном покрове широким распространением *буротаежных почв* (Ливеровский, 1937, 1974), переходных между подбурами и крайними «холодными» вариантами буроземов. Вместе с тем самыми распространенными почвами горных склонов остаются подзолы и подбуры, в вертикальных спектрах сохраняются *горно-тундровые почвы*, под стлаником — их *иллювиально-гумусовые* варианты.

Таким образом, для почвенного покрова Восточно-Сибирской области наиболее характерно:

- проявление вертикальной зональности как основного закона географии почв при подчиненном значении широтно-зональных закономерностей и ясно выраженной фациальности в северной части области;
- существенная роль вечной мерзлоты (в условиях резко континентального климата) в дифференциации почвенного покрова северной части области при второстепенном значении химизма материнских пород (за исключением плотных карбонатных);
- ограниченность спектра автономных почв в северной части области (подбуры, криоземы, криоглееземы), нарушаемая локальными степными криоаридными почвами реликтовых ландшафтов;



Рис. 5.17. Зависимость почв континентальных таежных областей от богатства пород и условий дренажа

- специфика состава почвенного покрова Охотоморской фации с холодным океаническим климатом;
- участие в почвенном покрове южной части области горных подзолов и подбуров, сменяющихся горно-тундровыми почвами на высоких хребтах, а также буротаежных почв, свидетельствующих об общем ослаблении континентальности климата.

Завершая рассмотрение основного массива почвенных областей бореальной группы, приведем схему, иллюстрирующую изложенные представления о месте отдельных почв в поле взаимодействия двух ведущих факторов почвообразования (рис. 5.17).

5.7. КАМЧАТСКАЯ ОБЛАСТЬ

5.7.1. Факторы почвообразования

Своеобразие Камчатской области настолько велико, что отнесение ее к группе бореальных таежных областей может вызвать известные сомнения. Действительно, Камчатка находится в области холодного слабо континентального климата на широтах, соответствующих европейским зонам южной тайги — мезофильной степи (Петербург — Харьков), хвойные леса составляют всего 15% лесной растительности, которая, в свою очередь, занимает 26% территории. Годовой коэффициент увлажнения в среднем на полуострове превышает 1,3. На Камчатке известно 29 действующих вулканов (цв. ил. 14). В почвенном покрове преобладают вулканические охристые почвы, зональные почвы отсутствуют, в большинстве почв сильно влияние вулканических пеплов. Сильное охлаждающее влияние морских течений, особенности атмосферной циркуляции и устройства поверхности Камчатки обусловили достаточно влажный и суровый ее климат, распространение тундровых и болотных почв, отчетливые «бореальные» тенденции в почвах с ослабленным воздействием вулканизма, в частности оподзоливание ряда лесных почв. Наконец, структура вертикальных почвенных зон носит явный бореальный характер.

Строение почвенного покрова Камчатки определяется меридиональным простиранием и значительной высотой ее горных сооружений, а также разной интенсивностью пеплопадов в отдельных частях полуострова (рис. 5.18).

К Восточному хребту с абсолютными высотами 1000–1200 м приурочена зона самых активных пеплопадов, интенсивность которых уменьшается к северо-западу. Между Восточным хребтом и

Тихоокеанским побережьем протягивается полоса широко известных вулканов, высоты которых достигают 3500 м, — Корякская Сопка, Авачинская Сопка, на западе находятся Ключевская Сопка (4750 м), Шивелуч. Вулканы и обширные вулканические плато были центрами нескольких четвертичных оледенений, не выходящих, однако, далеко за пределы восточного горного пояса. Высокая интенсивность геоморфологических процессов, вплоть до катастрофических явлений, например образования мощных

грязевых потоков, в области средне-верхнечетвертичного и современного вулканизма, сочетающегося с современным оледенением, определяет грубо-обломочный характер отложений, разнообразие и обилие в них слабовыветрелых минералов. Лавовые потоки склонов и поверхности вулканических плато сложены андезитами и базальтами. Как правило, они перекрыты тефрой — продуктами вулканических извержений размером от песчинок до лапиллей и бомб преимущественно основного состава. На Срединном хребте располагается более половины камчатских ледников, и он имеет более яркий альпинотипный облик, чем Восточное вулканическое нагорье, где сильнее влияние пеплов на формирование ландшафтов и почв.

Восточная часть полуострова отличается наиболее влажным и холодным климатом со среднегодовой суммой осадков 600–800 и даже 1200 мм при мощном снежном покрове и низких летних температурах

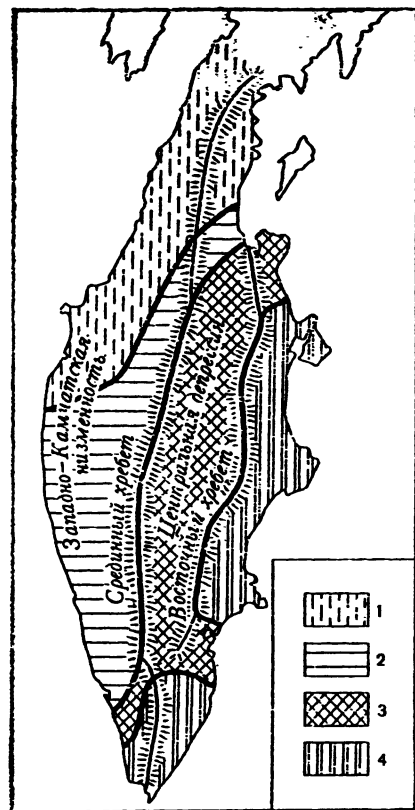


Рис. 5.18. Зоны пеплопадов разной интенсивности (по Соколову, 1973): 1 — ослабленных, 2 — слабых, 3 — умеренных, 4 — интенсивных

(10...13°). Сумма активных температур на равнинах и в нижнем горном поясе не превышает 1200°. Как и на океаническом северо-западе Европы, основной древесной породой на равнинах является каменная береза, образующая высокотравные криволесья

на востоке и, вместе с белой березой, травянистые леса в центре полуострова.

Центральная Камчатская межгорная депрессия отличается более континентальным климатом и выполнена грубообломочными ледниково-озерно-аллювиальными и пролювиальными отложениями, переслаивающимися с пеплами. В южной части депрессии находится так называемый «хвойный остров» — массив лиственничных лесов; в центральной и северной частях произрастают парковые леса из каменной и белой березы с пышным травяным покровом и кустарниковым ярусом из шиповника и жимолости. С высотой леса сменяются кедровыми и ольховыми стланиками; на Восточном хребте граница леса находится на высоте 400–500 м, на Срединном поднимается до 600–800 м, а на юге полуострова стланики спускаются к побережью. В центральной части полуострова выше пояса стлаников встречаются низкотравные альпийские луга, которые с высотой и по мере приближения к северу уступают место горным мохово-лишайниковым и кустарничковым тундрам. В долинах произрастают тополевые леса, а при повышенном проточном или атмосферном увлажнении (на юге полуострова с его особенно влажным океаническим климатом) развиваются своеобразные высокотравные луга, называемые здесь и на Сахалине шеломайниками. Каменноберезовые леса на Западно-Камчатской низменности встречаются отдельными островками среди болот верхового типа.

Леса из каменной и белой березы отличаются высокой продуктивностью, приближающейся к продуктивности европейской лесостепи, хотя по экологическим условиям произрастания они считаются близкими темнохвойным. Отмеченные черты растительности свидетельствуют об особо благоприятных для нее эдафических условиях на значительной части полуострова, т.е. о достаточном и равномерном увлажнении при отсутствии избытка влаги и большом запасе элементов минерального питания, что вообще свойственно любым пепловым вулканическим почвам. Плодородие пепловых почв объясняет стремление людей поселяться в опасной близости к действующим вулканам, например к средиземноморским Везувию и Этне, вулканам Тихоокеанской геосинклинали.

5.7.2. Почвы и влияние на почвообразование вулканических пеплов

На ранних этапах исследования почв Камчатки господствовали представления о дерновом процессе как зональном в камчатских почвах (Ливеровский, 1947; Почвенная карта СССР, 1954).

В те годы альтернативой подзолистым почвам, свойственным таежной зоне в соответствии с зональным принципом, могли быть только дерновые. В камчатских почвах признаки оподзоливания незначительны или отсутствуют, а леса имеют мощный травяной покров и являются к тому же листопадными, что и позволило, особенно не нарушая зонального принципа, определить почвы как дерновые. Вулканизм как фактор почвообразования не рассматривался. Позднее И.П. Герасимовым и Л.П. Ильиной (1960) была показана зависимость проявления дернового процесса от вулканизма, который стимулирует гумусонакопление за счет большого количества оснований, содержащихся в свежих пеплах и стабилизирующих гумусовые кислоты. Было решено, что слабое влияние вулканизма приводит к появлению «особых форм оподзоливания», а именно альфегумусового процесса в сочетании с интенсивным выветриванием минералов пеплов и активной миграции органожелезистых соединений. Исследованиями Ю.А. Ливеровского (1970) разновозрастных пеплов было внесено больше ясности в вопросы о механизме влияния пеплов и частично устранены противоречия между характером поступающего органического вещества и рядом свойств вулканических почв под каменноберезовыми лесами (кислой реакцией, гуматно-фульватным составом гумуса, ненасыщенностью). К этому моменту за рубежом сложились достаточно полные представления об Андосолях¹ как особых почвах на вулканических пеплах, было проведено несколько специализированных конференций, посвященных пепловым почвам.

Свойства Андосолей своеобразны и связаны с химико-минералогическими свойствами пеплов, прежде всего с их слабой устойчивостью к выветриванию при высокой влажности в широком диапазоне термических условий. В результате выветривания минералов, содержащихся в пеплах, в первую очередь вулканического стекла, а также пироксенов, амфиболов, оливина и других ферромагнезиальных минералов, формируются специфические вторичные рентгеноаморфные образования — аллофаны и имоголит, а также органоминеральные комплексы железа и алюминия, свободный кремнезем. Андосоли содержат много гумуса, имеют высокую порозность, водопроницаемость и рыхлое сложение, псевдотиксотропность (при разминании структурных отдельныхностей они выделяют влагу), устойчивы к эрозии и отличаются высоким плодородием.

Наиболее полный анализ свойств вулканических почв Камчатки и закономерностей их распространения в связи с пеплопа-

¹ Название «Андосоли» объясняется двояко: либо как почвы, широко распространенные и изученные в Андах, либо как европеизированная комбинация японских слов, обозначающих «темная земля».

дами, сочетающимися с другими факторами почвообразования, содержится в монографии И.А. Соколова «Вулканизм и почвообразование на Камчатке» (1973).

Выделенные И.А. Соколовым зоны пеплопадов разной интенсивности (см. рис. 5.18, табл. 5.11) имеют важное почвенно-генетическое значение: в основу выделения положены не столько количество поступающих на земную поверхность пеплов и частота поступлений, сколько соотношение скорости почвообразования с погребением сформированных почвенных профилей. Так, в зоне самых интенсивных пеплопадов почвенные профили практически не успевают сформироваться до нового поступления пеплов. На свежих пеплах поселяются немногие растения и образуется маломощный органоаккумулятивный горизонт, который через несколько десятков лет перекрывается новым слоем пеплов. Почвенный профиль на таких территориях напоминает слоеный пирог, в котором слои свежих или слабо измененных пеплов разной мощности (от нескольких сантиметров до 10–15 см) чередуются с тонкими органогенными прослойками. Количество таких элементарных профилей больше трех (Классификация..., 1997). Близость к центрам извержения определяет относительно грубый механический состав пеплов. Почвы называются *слоисто-пепловыми* или *слоисто-охристыми* и представляют собой пример синлитогенных образований; в известной мере они аналогичны слоистым аллювиальным почвам. И.А. Соколов (1997) назвал их вулканогенными педолитами, тем самым исключив их из мира нормальных почв. Другими словами, в зоне сильных пеплопадов литогенез «опережает» или подавляет почвообразование.

В зоне умеренных пеплопадов скорость аккумуляции пеплов (т.е. литогенез) сопоставима со скоростью формирования профиля, и формирующиеся здесь почвы относятся к наиболее характерным представителям синлитогенных вулканических почв. С удалением от источников поступления пеплов — в зонах слабых и ослабленных пеплопадов — баланс почвообразования и

Таблица 5.11

Среднее ежегодное (условно) поступление пирокластического материала на поверхность Камчатки (по Соколову, 1973)

Районы	Удаленность от вулканов, км	Поступление, т/км ²
Восточное побережье и южный	< 30	> 1000
Центральные и юго-западный	30–150	10–1000
Северные и северо-западные	> 150	< 10

литогенеза складывается в пользу первого. Пеплы играют роль примеси к почвообразующим породам, а почвы приближаются к постлитогенным.

Таким образом, при анализе почвообразования на пеплах Камчатки по сравнению с оценкой генезиса Андосолей в зарубежной литературе несколько смещены акценты: больше внимания уделяется динамике формирования почвенных профилей, чем минералогическим характеристикам почв. Этот подход отражает региональные особенности почв Камчатки в мире пепловых почв — Андосолей, определяющиеся ее холодным влажным климатом и спецификой вулканической деятельности.

Центральным типом вулканических пепловых почв Камчатки являются *охристые типичные* под травяными лесами из каменной или белой березы. Профиль их состоит из нескольких, обычно трех, элементарных профилей, соответствующих этапам активной вулканической деятельности (Соколов, 1973). Мощности элементарных профилей приблизительно одинаковы, границы между ними резкие, каких-либо закономерностей в их залежании, связанных с рельефом, не наблюдается (цв. ил. 15).

Первый элементарный профиль состоит из горизонта подстилки мощностью около 5 см, которая содержит обычно примесь свежих пеплов основного или среднего состава. Под подстилкой залегает маломощный грубогумусовый или аккумулятивно-гумусовый горизонт (мощностью 3–6 см) с содержанием гумуса до 7–8% и отношением Сгк/Сфк немного больше 1. В составе гумуса преобладают бурые гуминовые кислоты и связанные с ними фульвокислоты. Вниз по профилю состав гумуса резко изменяется: отношение Сгк/Сфк падает до 0,2–0,3, а среди фульвокислот доминируют «агрессивные» фракции.

В некоторых охристых почвах выделяется подзолистый горизонт, чаще в условиях более сурового и влажного климата (на склонах северной экспозиции, на больших высотах и/или при кислом составе пеплов, т.е. дальше от вулканов). На глубине 10(13)–20(25) см располагается иллювиально-гумусовый темный буро-коричневый горизонт, называемый также охристым иллювиально-метаморфическим (Классификация..., 1997) с содержанием гумуса свыше 10%. Сложение его рыхлое, все частицы покрыты мощными натечными пленками, обеспечивающими простую «икряную» структуру из округлых водопрочных агрегатов первого порядка размером 1–5 мм. Характерны очень низкие значения плотности ($< 1 \text{ г/см}^3$) и упоминавшаяся ранее «псевдотиксотропность», т.е. выделение влаги при растирании агрегатов. Иллювиирование гумуса прослеживается и в нижележащей прослойке круп-

ного пепла, отделяющей современный элементарный профиль от первого погребенного.

Погребенные элементарные профили состоят из гумусовых и охристых горизонтов с зернисто-комковатой или мелкокомковатой непрочной структурой, рыхлым рассыпчатым сложением, более или менее толстыми охристыми пленками, обволакивающими все структурные отдельности. Второй (и следующие) погребенный профиль в общем аналогичен первому, хотя степень выраженности зависит от времени погребения, а для нижнего профиля — от подстилающих невулканических пород.

Охристые почвы имеют легкий гранулометрический состав, кислую или слабокислую реакцию среды, низкую емкость поглощения, что связано с преобладанием в илистой фракции аморфных образований. В верхней части профиля поглощающий комплекс не насыщен основаниями, в нижней — слабо насыщен. Содержание несиликатных (в основном оксалаторастворимых) форм железа, алюминия и кремнезема исключительно высокое: 2–6, 10–15 и 4–7% соответственно. Признаки выветривания первичных минералов отчетливы и многочисленны, преобладают аллофаны и очень мало окристаллизованных форм минералов оксидов и алюмосиликатов.

Гумусовый профиль и физико-химические свойства охристых почв отражают влияние на почвенные процессы холодного влажного климата и достаточно интенсивного биологического круговорота.

Различные варианты собственно охристых почв господствуют в равнинных и низкогорных частях полуострова, преимущественно в его центре, в зоне умеренных пеплопадов, и отличаются друг от друга в соответствии с экспозицией склонов, удалением от океана и высотой (рис. 5.19). Общая тенденция к ослаблению влияния вулканизма с удалением от Восточного хребта проявляется в развитии на юге западной низменности охристо-подзолистых или подзолисто-охристых почв (Почвенный покров..., 2001), переходных к материковым подзолам. Встречаются в сочетаниях с перегнойно-охристыми, перегнойно- и торфяно-глеевыми.

Перегнойно-охристые почвы формируются под ольховым стлаником или редкостойными каменноберезовыми лесами с ольховым стлаником, т.е. в условиях относительно влажного климата. В травяном ярусе доминирует вейник, имеющий мощную корневую систему и образующий оторфованную дернину, сменяющуюся перегнойным горизонтом.

Самые «сухие» позиции со *светло-охристыми* почвами связаны с условиями хорошего дренажа в результате подстилания профиля галечниками или пролювиально-аллювиальными отложениями в Центральной Камчатской депрессии, а также с ее

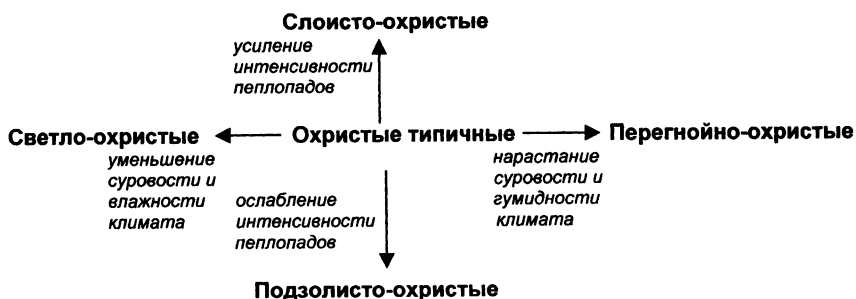


Рис. 5.19. Зависимость между вулканическими охристыми почвами и условиями их формирования (по Соколову, 1973)

относительно сухим и теплым климатом. Светло-охристые почвы развиваются под белоберезовыми травяными лесами с кустарниковым подлеском.

Кроме рассмотренных вулканических охристых почв к особым почвенным образованиям Камчатки относятся почвы (или педолиты?) термальных полей вулканического пояса на гидротермальных глинах, формирующиеся под воздействием двух специфических явлений: высоких температур и периодической аэральной подсыпки тефры. Мощность последней колеблется от долей до нескольких десятков сантиметров вплоть до полного погребения почвообразующей породы. Высокотемпературные почвы были детально изучены Н.П. Солнцевой и И.Л. Гольдфарбом (1998) и названы *термоземами*, представляющими особый класс синлитогенных почв. Они имеют уникальный тепловой режим благодаря эндогенному притоку тепла и сильно варьирующие химические свойства, что связано с разнообразием состава питающих их термальных вод (цв. ил. 16). По тепловому режиму среди термоземов различают перегретые, горячие и теплые с температурой гидротермальных глин, изменяющейся в интервале от 80 до 30 °С. Термоземы могут быть сильно- и слабокислыми, засоленными, солонцеватыми. Строение профиля, имеющего мощность до 1,5 м, зависит от положения почвы по отношению к выходам термальных вод; в профиле обычно присутствуют органо-генный и гумусовый горизонты, сильно измененные слои тефры и в той или иной мере развитый альфегумусовый или охристый иллювиально-метаморфический горизонт. В зависимости от условий увлажнения почвы разделяются на дерновые термоземы и термоглеоземы.

На западе Камчатки распространены *торфяные* почвы с мощностью торфяной залежи около 3 м, содержащей прослойки тефры (Почвенный покров..., 2001).

Вертикальная зональность является второй по значимости закономерностью строения почвенного покрова Камчатки, при-

чем наиболее распространенными почвами выше лесного пояса являются тундровые и подбуры сухоторфянистые. Последние «заменяют» вулканические пепловые почвы на крутых склонах и/или в ареалах слабых пеплопадов в пределах лесного пояса и в его верхней части. Границы вертикальных почвенных зон в очень большой степени определяются шириной и расположением местности по отношению к океану. Так, тундровые примитивные почвы мохово-лишайниковых тундр и частично стлаников спускаются к побережью на севере в районе Парапольского дола; на юге Камчатского полуострова они появляются начиная с высоты 800 м. Выше 1500–2000 м почвенный покров фрагментарен и представлен самыми примитивными вариантами литоземов. С.Н. Голубчиков (1997) определяет эти высокогорья как холодные каменистые пустыни.

Таким образом, для почвенного покрова и почв Камчатской области наиболее характерны следующие черты:

- широкое распространение вулканических пеплов со своеобразными синлитогенными вулканическими почвами — Андосолями;
- разные формы влияния аккумуляции пеплов на почвенный покров в зависимости от ее интенсивности и соотношения с почвообразованием;
- вертикальная зональность как фактор дифференциации почвенного покрова в областях с умеренными и слабыми пеплопадами, дополненная широтно-экспозиционными закономерностями;
- особые свойства охристых вулканических почв: многослойное строение профиля, растущего вверх в результате пеплопадов, своеобразный состав минеральной основы, интенсивное альфегумусовое иллювиирование, необычные водно-физические свойства, обеспечивающие оптимальный водный режим для растений, высокое плодородие.

Глава 6

ТАЕЖНО-ЛУГОВО-СТЕПНАЯ ЯКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ

6.1. ФАКТОРЫ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ И ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА

Несмотря на небольшие размеры и положение внутри таежных бореальных областей, Центральная якутская котловина и ее

окружение настолько своеобразны в почвенном отношении, что выделяются в самостоятельную область. Еще в ходе Переселенческих работ, результаты которых по Якутии были обобщены К.Д. Глинкой (1923), обнаружались некоторые парадоксы в почвенном покрове Центральной Якутии. Это неоподзоленность и даже нейтральная реакция почв под моховой листовенничной тайгой, появление почв черноземного облика и солодей в глубине таежных ландшафтов, вечная мерзлота, солонцеватость и засоление почв.

Якутская область неповторима как в отношении почвенно-геохимических закономерностей и строения почвенного покрова, так и в отношении свойств зональных почв. Центральная якутская древнеаллювиальная котловина — классический пример континентального соленакопления и дифференциации солей в сопряженном ряду ландшафтов. Сами же ландшафты находятся под сильным влиянием мерзлотных процессов, приводящих к образованию термокарстовых западин, заболоченных, иногда с усыхающими озерами и со специфическими почвенно-геохимическими катенами. Широко распространены также пласты ископаемых льдов, перекрытые рыхлыми отложениями с широко известными фаунистическими находками (мамонты, слоны). Сочетание мерзлоты и засоления само по себе уже необычно, однако им не исчерпывается своеобразие условий почвообразования в области.

Большая часть Якутской области располагается на Центральной якутской, или Лено-Вилюйской, низменности с мощной толщей палеозойских и мезозойских отложений, выровненным и относительно однообразным флювиальным рельефом. Абсолютные высоты междуречий колеблются около 200–300 м, к периферии увеличиваются до 300–400 м, переходя на востоке и отчасти юго-востоке в серию высоких ниже- и среднечетвертичных террас Лены и ее притоков. Для рельефа низменности характерны мягкие формы: длинные пологие склоны, почти плоские междуречья, широкие речные долины, частично унаследованные от древней речной сети, густой и сильно разветвленной. Мощность древнего аллювия превышает 10 м, и он отличается повышенной льдистостью (Воскресенский, 1968).

Однообразие рельефа Лено-Вилюйской низменности нарушается многочисленными термокарстовыми западинами диаметром от нескольких метров до 5–10 км, чаще всего округлой формы. Часть западин занята озерами, развивающимися из мелких блюдцеобразных термокарстовых просадок, углубляющихся и постепенно заполняющихся водой от таяния мерзлоты. Озера с течением времени заиливаются, зарастают, склоны первоначальной котловины обваливаются, и в западинах образуются болота.

Болота медленно зарастают начиная с краев, и на месте термокарстовой просадки остается плоское неглубокое переувлажненное понижение, заполненное иловато-суглинистым материалом с луговой или болотной растительностью (рис. 6.1, цв. ил. 18). Его местное название «алас» вошло в научную литературу, а сама эволюция аласов хорошо изучена.

Образование аласа может быть вызвано случайными причинами, приводящими к таянию (деградации) мерзлоты: пожарами, рубками, распашкой.

В связи с образованием аласов отмечаются и другие мерзлотные явления: бугристо-западинный полигональный микрорельеф по берегам озера и булгуняхи, т.е. вытаивающие жильные льды, в его днище (Воскресенский, 1968).

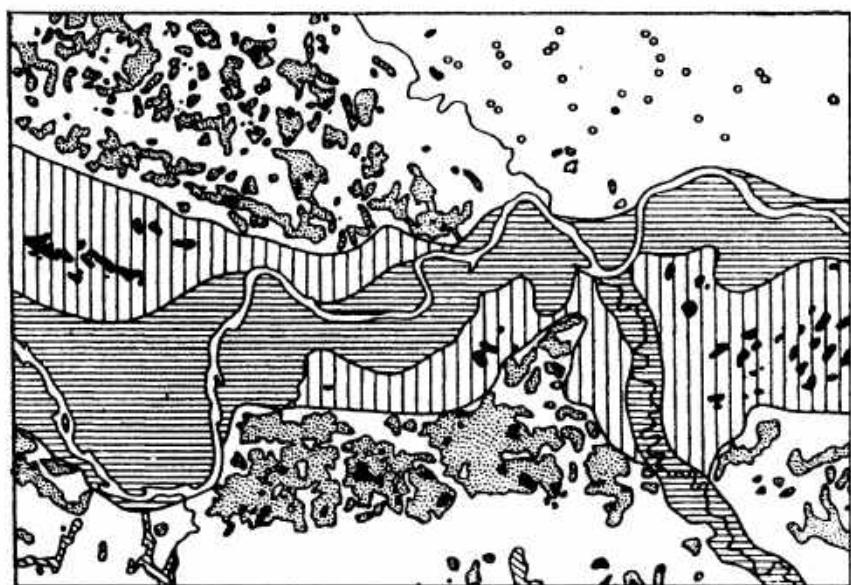
Восточная часть Якутской котловины — от Лены до низовьев Алдана — представляет собой высокие плоские террасовые поверхности, буквально испещренные термокарстовыми западинами разных эволюционных стадий, причем наиболее «зрелые» аласы приурочены к междуречью Лены и Амги.

В долине Вилюя и на террасах Лены встречаются эоловые формы рельефа — песчаные дюны и бугристые пески, в том числе подвижные.

Южная часть области занимает северную пониженную окраину Лено-Алданского плоскогорья (абс. высоты 300–400 м), сложенного с поверхности кембрийскими известняками, доломитами с примесью гипсов и других плотных осадочных пород. Его почти плоская поверхность рассечена густой сетью притоков Амги и левых притоков Алдана, встречаются древний и современный карст.

Почвообразование в Центральной якутской низменности в отличие от Средней и Восточной Сибири протекает на рыхлых, довольно однообразных породах — карбонатных пылеватых суглинках, иногда засоленных; на низких террасах Вилюя (I и II) и участках древних долин почвообразующими породами служат пески; пылеватые супеси и легкие суглинки приурочены к III террасе. Материнскими породами в пределах Лено-Алданского плоскогорья являются плотные известняки, их элювий и элюво-делювий, местами лёссовидные суглинки и, предположительно, древние коры выветривания, о которых упоминает С.С. Воскресенский (1968). Рыхлые отложения имеют нерегулярное распространение, хотя в целом оно зависит от степени расчлененности рельефа.

Климатические условия сравнительно однообразны в пределах области: сухой экстраконтинентальный климат со средними температурами января и июля соответственно -42 и $+18$ °С. Среднегодовая сумма осадков 220–240 мм, в отдельные годы в Якутске было зарегистрировано чуть больше 100 мм. Летняя испаряемость



в 3–4 раза превышает количество осадков. Сумма активных температур в котловине около 1500°.

Засушливость климата способствует сохранению вечной мерзлоты, которая характеризуется в Якутской котловине особенно низкими температурами — ниже -4° , при мощности мерзлой толщи 300–350 м; талики существуют только под руслами больших рек и озер. Летнее протаивание, в среднем до глубины около 1,5 м, обеспечивает в дополнение к летним осадкам увлажнение почв и существование лесной растительности. Наиболее глубокое протаивание — до 3,5 м — отмечалось под сухими сосновыми лесами на песчаных террасах (Пармузин, 1985).

Якутская область существенно отличается характером растительности от рассмотренных выше бореальных таежных областей. Господствующая лесная растительность представлена лиственничными лесами с кустарниковым подлеском (разреженным) и небольшой долей травянистых видов — злаков и бобовых — в нижнем ярусе. Доминантом в нижнем ярусе остается брусника. На повышениях или супесчаных и песчаных почвах лиственничная травяно-брусничная тайга сменяется лиственнично-сосновыми и сосновыми лесами с редким покровом брусники и трав. Самые сухие участки террас заняты остепненными березняками, а в наиболее влажных — понижениях в верховьях малых и средних притоков Вилюя — произрастают лиственничники багульниковые. Следовательно, ежегодное поступление органических остатков в почву количественно и качественно отличается от такового в моховых таежных лесах.

Важная особенность растительного покрова области заключается в существовании аласных лугов. Они представляют собой концентрические полосы луговых, лугово-степных и болотно-луговых сообществ, переходящих в центре аласа в группировки водной или луговой растительности с участием галофитов. Среди представителей лугово-степных видов обычно упоминаются мятлик, полынь, типчак, ковыль, эспарцет, среди галофитов — бескильница. Центральные части аласов в зависимости от степени их обводненности заняты осоками, тростниками и водными растениями (рис. 6.2).

Рис. 6.1. Мерзлотный термокарстовый рельеф долины Вилюя на космическом снимке (вверху) и его интерпретация (внизу) (по атласу «Дешифрирование мезозональных космических снимков», 1980):

Типы термокарстового рельефа: 1 — мелкие термокарстовые котловины; 2 — термокарстовые озера; 3 — деградирующие термокарстовые озера; 4 — аласы и аласные долины; 5 — термоэрозионные долины; 6 — термоэрозионные блоки; 7 — аллювиально-озерная равнина; 8 — террасы Вилюя; 9 — поймы рек

-
1. Образование термокарстового провала и озера
 2. Формирование низинного осокового болота с болотными низинными почвами
 3. Усыхание аласной депрессии, появление луговых сообществ и лугово-болотных почв на периферии аласа
 4. «Зрелый» алас с сокращением ареала гидрофильных сообществ и гидроморфных почв, развитием лугово-степной растительности и черноземно-луговых (и лугово-черноземных) почв с пятнами солончаков и солонцов

Рис. 6.2. Схема стадий формирования почвенно-растительного покрова аласа

Обе особенности растительного покрова обеспечивают односторонний вклад в почвообразование, создавая предпосылки для развития не органогенного, а аккумулятивно-гумусового горизонта.

6.2. ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ В АВТОНОМНЫХ ПОЧВАХ

Особого внимания заслуживают автономные почвы, известные под разными «ландшафтными» названиями¹ с почти обязательным участием прилагательного «палевые». Оно свидетельствует как о светлой окраске профиля, так и о его слабой цветовой дифференциации, т.е. малой контрастности между верхней осветленной частью и срединным горизонтом. В работах якутских (В.Г. Зольникова, Л.Г. Еловской) и московских (Е.Н. Ивановой и И.А. Соколова) почвоведов показаны отличия палевых почв от подзолистых, при том что и те и другие почвы имеют дифференцированный профиль и развиваются под тайгой на рыхлых отложениях. Были также уточнены характерные черты палевых почв, условия их распространения и связи с факторами почвообразования. В результате многолетних исследований и дискуссий сложились следующие представления о палевых почвах.

Типичные палевые почвы развиваются на карбонатных пылеватых суглинках под травяно-бруснично-лиственничной тайгой (цв. ил. 17). Во втором ярусе присутствуют береза, рябина, изредка ольха; в подлеске — шиповник, таволжка, черная смородина, ива. В травяно-кустарничковом ярусе доминирует брусника, иногда с толокнянкой, среди травянистых растений обычны овсяница якутская, мятлик, лимнас, вика, чина, мышиный горошек, лесная герань. Поверхность почвы часто бывает нарушена

¹ Коричневые карбонатные лесные суглинки, мерзлотные палевые, дерново-лесные палевые, палевые, мерзлотно-таежные палевые почвы.

морозобойными трещинами, образующими полигоны, встречаются пятна лишайников и зеленых мхов. Таежно-лесной характер растительности определяет сочетание в верхнем горизонте признаков грубогумусового (маломощная оторфованная подстилка, неполное разложение органических остатков) и собственно аккумулятивно-гумусового (дернового) с хорошо выраженной структурой и темной окраской. Одно из названий — «дерново-лесные палевые» — подчеркивает аккумуляцию гумуса как важную диагностическую особенность почв.

Мощность гумусовых горизонтов не превышает 5–7 м, нижняя граница имеет языковатую форму. Всеми исследователями подчеркивается высокое содержание гумуса, что может отчасти быть аналитической неточностью, связанной с примесью (криогенно-)измельченных полуразложившихся растительных остатков, а также резкое падение содержания гумуса в профиле. В недавнем специальном исследовании гумусного состояния палевых почв М.В. Оконешникова (2002) приводит величину 8,0–11,5% для гумусово-аккумулятивного горизонта и объясняет ее слабой минерализацией гумуса в условиях низкой биологической активности. Эти условия иллюстрируются данными о термическом режиме палевых почв: глубина проникновения биологически активных температур не превышает 20 см, а обычно она составляет всего 10 см; период биологической активности продолжается 30–35 дней. Гумус верхнего горизонта имеет фульватно-гуматный состав, и отношение $S_{гк}/C_{фк}$ колеблется от 0,7 до 1,2; в нижних минеральных горизонтах с содержанием гумуса менее 1% величина этого отношения падает до 0,3–0,5. Среди гуминовых кислот в верхнем горизонте преобладают бурые (фракция ГК-1), тогда как в нижних горизонтах больше гуминовых кислот, связанных с кальцием и глинистым веществом (фракции ГК-2 и ГК-3). Во всем профиле отмечается высокое содержание негидролизуемого остатка как следствие необратимых превращений при промерзании.

Подгумусовый осветленный горизонт присутствует не во всех подтипах палевых почв в отличие от своеобразного метаморфического (Классификация..., 1997) или иллювиально-метаморфического. Этот срединный горизонт мощностью 20–40 см имеет палевую или тусклую светло-бурюю однородную окраску и мелкокомковатую (гранулированную) структуру. На гранях отдельных различимы слабые глинистые пленки иллювиирования, а на минеральных зернах — железистые. Дифференциация профиля по гранулометрическому составу выражена очень слабо или отсутствует. В нижней части профиля обычно встречаются карбонаты в виде боронок на нижних обломках щебня, псевдомицелия

или прожилок в почвах на пылеватых суглинках. Мерзлота появляется глубже 1 м, в суглинках обычно на глубине 130–150 см.

Реакция типичных палевых почв меняется по профилю от нейтральной до слабощелочной, содержание подвижных (оксалаторастворимых) форм железа крайне низкое, что объясняет тусклую палевую окраску минеральных горизонтов и является важным диагностическим признаком палевых почв. Поглощающий комплекс насыщен основаниями, признаки внутрипочвенного выветривания выражены неотчетливо, только в форме высвобождения оксидов железа в ограниченных масштабах.

Причины своеобразия «палевых» почв Якутии и ее почвенно-геохимических сопряжений можно выразить краткой формулой, заключенной в названии статьи И.П. Герасимова: «Пережитки позднеледниковых явлений вблизи самой холодной области мира» (1952). Территория Центральной якутской равнины представляла собой древнюю приледниковую область, окруженную горными сооружениями — центрами горного оледенения. Продукты деградации ледников поступали в почти бессточную котловину, определяя ее высокую обводненность, которая послужила основой для образования мощных пластов и линз льда в последующий период похолодания и аридизации климата. При их постепенном слабом вытаивании образовались карбонатные суглинки — материнская порода большинства почв. Бессточность, а также исходная обогащенность солями (NaCl , CaSO_4) морских меловых пород, выполняющих котловину, объясняют накопление солей в почвах и отложениях древних террас. Аккумуляции солей, по мнению Л.Г. Еловской, способствует и современная климатическая обстановка: сочетание близко залегающей мерзлоты и жаркого лета, когда в аласных понижениях происходит «упаривание» вод, а сбросу их препятствует мерзлота.

Последующее преобразование приледниковых ландшафтов заключается в деградации древних ископаемых льдов, образовании термокарстовых и суффозионных понижений, развевании песков, распространении лесной растительности, в разделении солевых масс по растворимости солей. Так, содовое засоление более характерно для высоких уровней котловины, тогда как на низких поверхностях встречаются пятна хлоридно-сульфатных и сульфатно-хлоридных солончаков и солонцов. Вместе с тем холодный и суровый климат котловины на протяжении голоцена способствовал консервации общего облика ландшафтов. Современные тенденции развития ландшафтов на фоне общего потепления и усиленного сведения лесов заключаются в развитии суффозионных и термокарстовых явлений.

6.3. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОЧВ

Незначительные различия в гранулометрическом или химическом составе пород и условиях увлажнения вызывают изменения свойств палевых почв, служащие основанием для разделения их на подтипы осолоделых, карбонатных, поверхностно-глееватых и оподзоленных. Различные комбинации этих почв и составляют почвенный покров древнеаллювиальной равнины.

Как общую тенденцию можно назвать приуроченность *оподзоленных* палевых почв к супесям и опесчаненным легким суглинкам (как правило, занимающим повышенные участки древней флювиальной равнины, вершины пологих увалов), *поверхностно-глееватых* — к лучше увлажняемым позициям (либо мелким аласам и плоским участкам, либо северным склонам). Палевые *осолоделые* почвы на Лено-Вилюйском междуречье встречаются на пониженных элементах рельефа, а к востоку от Лены на высоких террасах образуют фон в почвенном покрове; здесь же в слабодренированных понижениях встречаются солоды. К пескам в долине Вилюя тяготеют песчаные почвы со слабо выраженными признаками альфегумусовых подзолов вследствие сухости климата и подвижности песков. На западе области, в переувлажненных понижениях притоков Вилюя, появлением *криоземов* (таежных мерзлотных почв, а также палево-криоземных, по И.А. Соколову) на суглинках отмечается переход к низким восточным равнинам Среднесибирской области. Местами на выходах песчаников формируются *подзолистые* почвы.

На Лено-Алданском плоскогорье преобладают *дерново-* и *пегнойно-карбонатные* почвы на известняках и других плотных карбонатных породах, на суглинистых отложениях они сменяются дерново-карбонатными выщелоченными и палевыми карбонатными почвами. В самых низких аккумулятивных позициях в долине Лены встречаются *солонцы* и *солончаки* в сочетании с лугово-болотными и заболоченными аллювиальными почвами; засоление содовое, хлоридно-сульфатное и сульфатно-хлоридное.

Результаты съемки засоленных почв, проведенной только для пахотных почв центра Якутской котловины, показывают значительное распространение засоления и геохимическую дифференциацию солей по основным элементам рельефа котловины. На более высоких участках преобладают почвы с сульфатным типом засоления, а ближе к центру он сменяется хлоридно-сульфатным.

Общая схема распространения почв на разных уровнях древнеаллювиальной равнины осложняется частными катенами, заканчивающимися аласами разных стадий эволюции, занятыми

**Почвы Центральной Якутии в связи с факторами почвообразования
(по Зольникову, 1954, с сокращениями)**

Почвы	Элементы рельефа и увлажненность	Растительность
Палевые типичные	Дренированные участки древнеаллювиальной равнины и ее окружения	Лиственничники травяно-брусничные
Палевые поверхностно-глееватые	Северные склоны и плоские участки	Лиственничники мохово-лишайниковые
Палевые осолоделые	Слабо расчлененные участки древнеаллювиальной равнины и террасы	Лиственничники травяно-брусничные с лимнасом
Перегнойно- и дерново-карбонатные	Участки плато, древних цокольных террас и склонов южной экспозиции	Березово-лиственнично-еловые травяные леса и редколесья
Лесные солоды	Слабо- и недренированные участки древнеаллювиальной равнины	Лиственничники бруснично-толокнянковые и березовые травяные леса
Черноземно-луговые и лугово-черноземные	Надпойменные террасы и аласы. Оптимальное и избыточное увлажнение	Бобово-злаково-разнотравные луга
Солонцы глубокие	Аласы	Типчаково-осочково-пыльные сообщества
Солончаки содовые	Аласы, низкие террасы	Редкие солянки и маревые
Солончаки хлоридно-сульфатные	Низкие террасы, реже аласы	Редкие солянки
Лугово-болотные	Избыточно увлажненные депрессии на разных элементах рельефа	Осоковые болота, в том числе с ерником

черноземно-луговыми, луговыми и лугово-болотными почвами, нередко с признаками содового засоления. В черноземно-луговых и лугово-черноземных почвах отчетливы проявления мерзлотных деформаций — полигоны на поверхности, морозобойные трещины, языковатость почвенных горизонтов.

Главные закономерности распространения почв Якутской области представлены в табл. 6.1.

Глава 7

СУББОРЕАЛЬНЫЕ ЛЕСНЫЕ ОБЛАСТИ

7.1. ОБЩИЕ УСЛОВИЯ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ, ГЛАВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОЧВ, РАЗДЕЛЕНИЕ НА ОБЛАСТИ

Суббореальные лесные области включают равнинные Восточно-Европейскую и Западную Калининградскую, соответствующую административной области, Западно-Сибирскую в виде полосы южной тайги с подтайгой и горно-равнинную Дальневосточную (см. схему на с. 48). В Восточно-Европейской области, наиболее обширной и изученной в почвенном отношении, прослеживаются провинциальные закономерности в строении почвенного покрова, в Дальневосточной области они проявляются слабее и сочетаются с вертикально-зональными.

Общие черты факторов почвообразования — умеренно континентальный климат, смешанные или хвойно-широколиственные леса с травяным покровом. Почвенный покров суббореальных областей слагается двумя группами почв: с контрастным текстурно-дифференцированным и однообразным простым бурым профилем; и те и другие почвы имеют аккумулятивно-гумусовые горизонты. Пространственная смена почв во многом зависит от условий внутрипрофильного дренажа; литологические факторы в меньшей степени усложняют почвенный покров, чем в бореальных таежных областях. В отличие от таежных территорий болота занимают небольшие площади. Почвенный покров обеих европейских областей испытывает значительное антропогенное воздействие.

Как и бореальные таежные, суббореальные лесные области располагаются в условиях достаточного атмосферного увлажнения со среднегодовым $K_{\text{увл}}$, очень близким к единице или превышающим ее, на фоне региональных различий в режимах увлажнения почв. Запасы тепла существенно возрастают по сравнению с бореальными областями, и сумма активных температур воздуха колеблется от 2000–2200° на западе в европейских областях до 1600° на востоке, продолжительность вегетационного периода около 3 месяцев: от 140–150 до 110 дней.

По тепловым ресурсам почвообразования суббореальные почвы существенно отличаются от бореальных как продолжительностью периода возможного активного протекания процессов, так и мощностью слоя с биологически активными температурами.

Повышенная активность почвенных процессов обеспечивается высокими летними температурами, однако сохраняется глубокое промерзание почв, особенно к востоку от Урала. На равнинах в лесных почвах граница промерзания опускается с запада на восток от 0–20 см на западе Русской равнины до 20–100 см на востоке и 1,5–2 м в Приамурье. Соответственно к востоку сокращаются продолжительность активного почвообразования и мощность охватываемой им толщи.

Автономные почвы формируются в условиях достаточного увлажнения, местами осложненного застойными явлениями в верхнем полуметре; застой влаги редко продолжается дольше трети вегетационного периода, и еще реже в водном режиме почв имеет место резкое иссушение с падением влажности до величин меньше полевой влагоемкости. Однако почти повсеместно в режиме увлажнения автономных почв равнин имеется относительно сухой период в августе–сентябре. На Дальнем Востоке в условиях муссонного климата сухая фаза почвообразования приходится на сентябрь–октябрь. В результате в водном режиме равнинных автономных почв участвуют три контрастных элемента: полное промачивание профиля; более или менее длительное переувлажнение; кратковременное, не везде ежегодное иссушение. Преобладающие значения влажности биологически активной части профиля почв лежат в интервале «наименьшая влагоемкость — полная влагоемкость». Водный режим лесных суббореальных почв традиционно считается промывным (см. табл. 5.3), хотя Н.А. Ногина (1981) определяет его для дерново-подзолистых почв как «промывной с сухим периодом».

Горные почвы формируются в условиях равномерного в течение безморозного периода увлажнения. Промерзание почв в горах, по-видимому, отсутствует или проникает на небольшую глубину благодаря не менее чем полуметровому снежному покрову.

Тепловые ресурсы суббореальных областей благоприятны для произрастания требовательных к теплу широколиственных пород. Кроме хвойных пород, в ряде суббореальных областей в состав лесов входят дуб, липа, клен, береза, кустарники. По последнему геоботаническому районированию, в пределах рассматриваемых областей выделяется несколько зон и подзон (Зоны и типы пояности..., 1999): широколиственные леса на крайнем западе, южная тайга и подтайга на Русской равнине и в Западной Сибири (подтайга, определяемая как хвойно-широколиственные леса, в Европейской России разделяется на северную и южную полосы). На равнинах Дальнего Востока распространены своеобразные хвойно-широколиственные леса маньчжурского и приамурского типов. При всем разнообразии выделяемых геоботаниками зон и

подзон лесов все они имеют одну общую, важную для почвообразования черту — преобладание в нижнем ярусе трав, в том числе разнотравья и широколиственного, свойственного лесостепи и луговой степи, и отсутствие мхов. Для большинства суббореальных областей отмечается повышенная биологическая активность почв. В почвах создаются благоприятные условия для процесса гумусообразования, и сам факт присутствия гумусово-аккумулятивного (дернового) горизонта резко разделяет автономные лесные почвы суббореальных и бореальных областей.

Влияние растительности во многом определяет облик аккумулятивно-гумусовых горизонтов, имеющих мягкий лесной гумус (типа модер-мюль или лесной мюль), т.е. светлый, фульватно-бурогуматного состава, с отношением С_{гк}/С_{фк}, близким к 1. Реже, при каких-либо локальных особенностях пород или увлажнения, появляются темные структурные горизонты.

В формировании гумусового горизонта активно участвует почвенная мезофауна, состав и функции которой заметно изменяются при переходе от бореальных лесов к суббореальным. Резко возрастает общая численность почвенных беспозвоночных. По оценкам М.С. Гилярова и Д.А. Криволицкого¹, величина биомассы беспозвоночных увеличивается от 10 г/м² в почвах северной тайги Карелии или 20 — в грубогумусовых почвах (средне)таежных лесов до 40 в смешанных лесах; для сосняков сложных приводятся даже величины 52–65 г/м². Максимальную населенность беспозвоночными авторы связывают именно с мягким мулловым гумусом и оценивают в 100 г/м² для почв буковых лесов Дании, так же как и для дубрав лесостепи (Тульская область).

Летние температуры обеспечивают достаточное прогревание верхних почвенных горизонтов, и таежные подстилочные виды почвенных беспозвоночных сменяются видами, проникающими в минеральные горизонты, что сильно способствует их перемещению и накоплению гумуса хорошего качества. По наблюдениям М.С. Гилярова и Д.А. Криволицкого, в подмосковных ельниках большинство почвенных животных обитают на глубине 15–20 см, причем они активно мигрируют вглубь в связи с промерзанием почвы; на отдельных участках, где промерзание отсутствует или минимально, встречаются виды, характерные для лесостепи. Забегая вперед, заметим, что те же авторы рассматривают лесостепные почвы не только как наиболее населенные почвенными беспозвоночными, но и как наиболее глубоко ими освоенные — их область обитания достигает 1 м. Тем не менее, по оценкам микробиологов, 80% «работы» по трансформации органического

¹ Гиляров М.С., Криволицкий Д.А. Жизнь в почве. Ростов н/Д., 1995. 239 с.

опада производят микроорганизмы и только 20% остается на долю мезофауны. Почвенные зоологи считают эту цифру заниженной, по-видимому, она сильно варьирует в зависимости от почв и сезона наблюдений. Более стабильный показатель биогенности почв — опадо-подстилочный коэффициент (отношение величины опада к массе подстилки) — убедительно подтверждает зональные изменения процессов гумусонакопления, уменьшаясь от 15–17 в таежных ельниках до 3–4 в широколиственных лесах.

В лесных почвах с гумусово-аккумулятивным горизонтом резко возрастает численность дождевых червей, о чем можно судить не только по прямым подсчетам, но и по результатам жизнедеятельности животных — копролитам. Количество копролитов в верхних горизонтах дерново-подзолистых почв существенно больше по сравнению с любыми таежными почвами Русской равнины. Кроме подстилочного вида *Lumbricus terrestris*, обитающего и в тайге, питающегося в подстилке, но делающего глубокие ходы, большое значение приобретают собственно почвенные виды: *Allolobophora caliginosa*, *Lumbricus rubellus*. Активность дождевых червей, основного компонента мезофауны почв смешанных и широколиственных лесов, важна не только для трансформации опада, но и для образования мелкозернистой копрогенной структуры. Кроме дождевых червей в составе почвенной мезофауны присутствуют панцирные клещи (орибатиды), энхитреиды, мокрицы, многоножки, личинки насекомых и другие группы беспозвоночных. Орибатиды играют особую роль в трансформации органических остатков в почве: они относятся к немногим потребителям опада хвойных пород, и их функции в почвах южнотаежных и подтаежных лесов заключаются в ускорении процессов разложения подстилки и гумусообразования.

Суббореальные лесные области включают холмистые моренные равнины северо-запада России, пологоволнистые вторично-моренные равнины с покровом пылеватых суглинков центра Русской равнины, плоские зандровые равнины Мещеры, внеледниковые эрозионные равнины в бассейне Камы, монотонные озерно-аллювиальные равнины Западной Сибири. Для Дальневосточной области характерно сочетание плоских аллювиальных равнин по Амуру и Уссури с невысокими горными хребтами.

Преобладающая часть почв формируется на суглинистых отложениях: пылеватых покровных суглинках; моренных суглинках и двучленах, карбонатных за счет включений локальных карбонатных пород; исходно бескарбонатных, озерно-аллювиальных суглинках и глинах; древнеаллювиальных песках, в целом более бедных по минералогическому составу, чем пески таежных областей.

Влияние материнских пород на дифференциацию почвенного покрова выражено менее резко, чем в таежных бореальных областях; оно несколько нивелируется влиянием других факторов. Тем не менее выделяются песчаные массивы со своими катенами дерново-подзолов, очень близкими катенам таежных подзолов; двучлены с модификациями дерново-подзолистых почв; тяжелые глинистые породы с «поддубицами» или поверхностно-глеевыми почвами в Европейской России и несколько особыми почвами — подбелами — на Дальнем Востоке; карбонатные породы с рядами почв от дерново-карбонатных до дерново-подзолистых остаточно-карбонатных. В предгорьях Сихотэ-Алиня и на отрогах Буреинского хребта на изверженных породах формируются буроземы.

Антропогенное влияние на почвы и почвенный покров значительно, оно предполагает в основном давнее земледельческое освоение с окультуриванием почв в западных районах и очевидным ухудшением культуры земледелия к востоку. Доля пахотных земель в административных областях центральной России достигает 30%, сельскохозяйственных — превышает 40% (табл. 7.1). Кроме того, почти повсеместно активно ведется лесное хозяйство, включающее периодические сплошные рубки, следовательно, вероятность прохождения стадий вырубок для почв под лесами очень высока. В XX в. к возросшим агрогенным влияниям на почвы добавились интенсивные собственно техногенные — добыча полезных ископаемых, строительство городов, промышленных предприятий, электростанций, дорог и т.д. Ограничимся пока двумя примерами влияния агрогенных факторов на почвы.

1. На полях Калининградской области (и Прибалтики) в результате высокой культуры земледелия, в частности длительного и

Таблица 7.1

Сельскохозяйственная освоенность суббореальных областей в % от площади административной области (Почвенный покров..., 2001)

Освоенность территории	Административная область								
	Калининградская	Псковская	Тверская	Московская	Костромская	Ярославская	Кировская	Томская	Приморье
С/х угодья	53,7	30,6	35,2	39,4	18,8	33,5	31,1	4,9	10,1
Пашня	26,1	17,6	19,4	27,0	12,3	22,8	22,2	2,2	4,9

* Калининградская область относится к Западной почвенно-географической области, Томская — к Западно-Сибирской, Приморская — к Дальневосточной, остальные — к Восточно-Европейской.

эффективного осушения, почвы оказались менее переувлажненными и, следовательно, менее дифференцированными, чем они должны были бы быть в условиях влажного климата и господства промывного режима; изменились и физические свойства почв за счет удаления с полей валунов и крупного щебня.

2. Во многих суглинистых лесных дерново-подзолистых почвах центра и запада в составе профиля встречается горизонт А1А2 с нижней границей на глубине около 20 см. Существует предположение, что он сохранился как остаточный-пахотный, поскольку нижняя граница пахотного горизонта располагается обычно на глубинах 17–23 см (Ногина, 1981).

Современное сочетание факторов почвообразования определяет формирование на суглинистых породах двух групп автономных почв: 1) в условиях хорошего дренажа — буроземов, а также буротаежных почв; 2) в условиях затрудненного дренажа на суглинистых равнинах — почв с текстурно-дифференцированным профилем, включающих прежде всего дерново-подзолистые, дерново-палево-подзолистые, буроземно-подзолистые (?), дальневосточные подбелы, и в условиях наихудшего дренажа — дерново-подзолисто-глеевые. Между этими группами почв существует целая гамма переходов, как и между почвами суббореальных и соседних с ними областей, которая и создает реальную картину почвенного покрова суглинистых территорий.

Контрастное строение профиля ряда автономных почв Русской равнины не всегда может быть следствием лишь современных почвенных процессов. В.О. Таргульяном и А.Л. Александровским (1976, 1983) доказывается тезис о среднеголоценовом возрасте текстурной дифференциации профиля дерново-подзолистых почв. Предполагается, что профиль был в общем виде сформирован в условиях еще более влажного и теплого климата атлантического оптимума (4,5–6 тыс. лет назад) и впоследствии усложнялись лишь отдельные его детали, а общее направление почвообразования осталось прежним — «развивающаяся эволюция» В.О. Таргульяна (1982). Полигенез текстурно-дифференцированных почв Восточно-Европейской области был детально рассмотрен в монографии В.Д. Тонконогова (1999) как для почв таежных областей, так и для более южных почв.

К безусловно реликтовым явлениям, вносящим дополнительное разнообразие в строение почвенного покрова, относятся вкрапления почв со вторым гумусовым горизонтом на востоке и в центре Русской равнины и на обширных пространствах в Западной Сибири. Как правило, не удастся выявить устойчивых связей между их распространением, рельефом, породами или

растительностью. Вторые гумусовые горизонты чаще встречаются в почвах на покровных суглинках в пределах территорий с ярко выраженным палеокриогенным микрорельефом, в частности опольях на Русской равнине. На равнинах Западной Сибири доказаны значительные миграции зон в голоцене, что объясняет реликтовый характер горизонта.

В отличие от бореальных таежных областей в суббореальных главные черты строения почвенного покрова определяются не столько одним или двумя ведущими факторами (дренаж, контраст пород), сколько их сочетаниями в относительно близких пропорциях. В ареалах суглинистых пород мезоструктуры почвенного покрова слагаются почвами с разной степенью дифференциации профиля, проявлениями поверхностного оглеения или отбеливания на двучленных отложениях. Болотные почвы низинного и переходного типов занимают малые площади и тяготеют к понижениям, они бывают окаймлены полосами переходных к автономным дерново-подзолисто-глеев(ат)ых и дерново-глеевых почв. «Подзолистые катены» на песках северного типа (см. рис. 5.2) встречаются в наиболее влажных и прохладных условиях, т.е. преимущественно на Северо-Западе и в Мещере при неоднородности песков. В центре, а особенно на востоке Русской равнины, и в Западной Сибири автономные компоненты катен — подзолы иллювиально-железистые и иллювиально-гумусово-железистые — сменяются соответствующими более мягкому климату дерново-подзолами, имеющими уже не грубый гумус или только подстилку, а вполне отчетливый светлый аккумулятивно-гумусовый горизонт. Нижние, более влажные, компоненты катен сходны с таежными подзолами. Дерново-подзолы связаны с разреженными травяными сосновыми или смешанными лесами.

Отметим самые общие и вместе с тем характерные особенности почвенного покрова и почв каждой из суббореальных лесных областей. *Калининградская область* с почти западноевропейским климатом и очень ровным рельефом характеризуется природным избыточным увлажнением почв, давно и успешно ликвидированным гидротехническими мелиорациями. Она представляет западную фацию буроземного почвообразования, осложненного спецификой ледниково-морских пород. Дополнительные трудности выявления особенностей почвенного покрова области связаны с его антропогенной историей.

Восточно-Европейская область, как обычно, представляет типичные закономерности и центральные образы почв на суглинистых и песчаных отложениях. Ее значительная протяженность, небольшое разнообразие материнских пород и особенности

гидротермических факторов почвообразования вызывают появление фациальных трендов в свойствах почв.

Для *Западно-Сибирской лесной области* характерна недостаточная дренированность почв, приводящая не только к заболачиванию, как в таежной области (хотя и в значительно меньшей мере), но и к ограничениям промывного режима. В сочетании с относительно коротким периодом активного почвообразования продолжительное застаивание влаги способствует сохранению в профиле реликтовых признаков. Специфика почвенного покрова суббореальной лесной части Западной Сибири — преобладание почв со вторым гумусовым горизонтом среди дерново-подзолистых — была отмечена еще в 1914 г.

В *Дальневосточной области* распространение почв с недифференцированным бурым профилем подчиняется правилам вертикальной зональности, причем с наложением экспозиционных эффектов; свойства и закономерности пространственной смены текстурно-дифференцированных почв равнинных территорий во многом сходны с таковыми на Русской равнине. Они также зависят от геоморфологического положения почв и особенностей муссонного климата.

Как и при описании таежных бореальных областей, отметим наиболее существенные для каждой области причины различий в почвенном покрове (табл. 7.2). Напомним, что они определяют закономерности распространения почв области, т.е. выступают в роли факторов дифференциации ее почвенного покрова.

Таблица 7.2

Факторы дифференциации почвенного покрова суббореальных лесных областей

Факторы	Области			
	Западная Калининградская	Восточно-Европейская	Западно-Сибирская	Дальневосточная
Биоклиматические		++		++
Рельеф	+	+	++	+++
Дренированность	++	++	+++++	+
Состав пород	++	+++	+++	++++
Антропогенный	+++++	++		

Примечание. Экспертная оценка относительного вклада природных факторов в строение почвенного покрова отражается количеством плюсов в 10-балльной шкале для каждой области.

7.2. ЗАПАДНАЯ КАЛИНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ

7.2.1. Природные условия почвообразования и определение зональных почв

Область характеризуется влажным, умеренно теплым морским климатом со среднегодовым количеством осадков 710 мм; $K_{увл}$ с апреля по сентябрь больше 1, а в сентябре равен 1,5. Безморозный период продолжается 180 дней, число дней со снежным покровом 73, средние температуры января и июля в Калининграде составляют $-3,4$ и $+15,8$ °С; (для сравнения: в Новгороде и Москве снег держится соответственно в течение 136 и 140 дней, температуры равны $-8,6$, $+17,3$ ° и $-10,3$, $+17,8$ °С). По основным параметрам атмосферного климата область представляет восточную часть Западно-Европейской фации. Это справедливо и для естественной растительности — дубово-грабовых и буковых лесов, часто мертвопокровных или с редкими видами широколиственной (цв. ил. 19). Широколиственные и более распространенные сосновые леса занимают всего 17% площади области.

Равнинный рельеф Замландского полуострова отличается очень малыми уклонами поверхности, его основные формы — пологохолмистые донные и моренные равнины московского оледенения; они сочетаются с участками слабонаклонных флювиогляциальных супесчано-суглинистых и плоских озерных равнин, а также с древними (нижнечетвертичными) западинами, в основном заполненными мощными толщами торфа. Почвообразующие породы имеют тяжелый гранулометрический состав, им свойственна вертикальная неоднородность, т.е. частая смена отложений (например, чередование моренных глин с межморенными или водно-ледниковыми песками, подстиление моренных суглинков озерными песками); широко распространены «двучлены» с контрастными слоями: супеси мощностью от 10 до 40 см подстилаются тяжелыми плотными глинами, часто содержащими обломки плотных карбонатных пород — доломитов, известняков. Озерные глины и значительная часть моренных глин и суглинков характеризуются очень высокой плотностью сложения и низкой порозностью благодаря компактной упаковке тонкодисперсных частиц; величины объемной массы составляют $1,6-1,7$ г/см³.

Перечисленные особенности рельефа и пород на фоне обильных осадков определяют существенную гидравлическую связь между почвами, рыхлыми отложениями, водами поверхностного стока, горизонтами верховодки и почти повсеместно близко залегающими грунтовыми водами. В результате промывной режим автономных почв, потенциально возможный по параметрам

атмосферного климата, осложняется низкой фильтрационной способностью субстратов и гидрологическими особенностями территории. Повышенное увлажнение профиля автономных почв проявляется в развитии глеевых признаков преимущественно в его средней части.

С другой стороны, значительная часть вод, циркулирующих в почвенной толще, имеет признаки слабой минерализации и гидрокарбонатно-кальциевый состав. Источниками карбонатов и оснований в водах могут быть как включения известняков и доломитов в моренах, так и подстиление морскими отложениями, близость моря (импульверизация солей, режим грунтовых вод). Присутствие жестких вод в зоне аэрации, влияющих на почвы, может быть вызвано неровностью поверхности подморенных отложений, а также наличием линз и карманов водоносных песков в моренных суглинках и глинах, т.е. локальных водосборов внутри почвообразующих и подстилающих пород. В результате влияния этих вод на автономные почвы в сочетании с растворением карбонатных обломков в нижних почвенных горизонтах рН на глубине около 1 м достигает аномальных для гумидных лесных почв значений — 8! В верхней части профиля величины рН находятся в пределах 4,5–6.

Автономные почвы имеют, как правило, контрастный по цвету, гранулометрическому составу и сложению профиль.

Подобное сочетание природных факторов почвообразования и отмеченные свойства почв не могли не вызвать сложностей и противоречий в генетической интерпретации автономных почв области. Традиционно такие почвы рассматривались как *дерново-подзолистые* на основании положения в лесной зоне и дифференциации профиля. По схеме почвенно-географического районирования Г.В. Добровольского с соавторами (1983) рассматриваемая территория относится к Западной буроземно-лесной области, зоне дерново-подзолистых почв, Прибалтийской провинции *дерново-подзолистых слабогумусированных и болотно-подзолистых почв*. На всех региональных почвенных картах и в «Географическом атласе Калининградской области» (2002) показаны дерново-подзолистые почвы разных степеней оподзоленности, в том числе оглеенные. На карту атласа введены также небольшие ареалы бурых лесных почв, поскольку они показаны на всех картах соседних стран, а также на карте России масштаба 1:2,5 М. Интерпретация суглинистых автономных почв области как бурых лесных (в том числе лессивированных, псевдоподзолистых), соответствующих зоне широколиственных лесов, обсуждалась неоднократно на конференциях по почвам Литвы и Калининградской области, а также в печати¹.

¹ Подзолистые почвы Запада СССР. 1977, 286 с.

Более осторожное определение автономных почв дается в почвенно-географическом районировании западных областей бывшего СССР, представленном в монографической серии о подзолистых почвах, где большая часть области отнесена к Земгальско-Литовско-Прегельскому округу *дерново-глеевых* и *дерново-карбонатных почв*. На легких породах в условиях сложного рельефа камовых холмов и озовидных гряд почвы определены как *дерново-подзолистые* и *бурые лесные лессивированные*. В последней монографии Почвенного института (Почвенный покров..., 2001) большей части автономных почв дано длинное и сложное название: *дерново-подзолистые слабонасыщенные и вторично насыщенные, средне- и высокогумусированные с признаками глубинной глееватости*. Оно адекватно отражает реальные свойства почв, связанные не только с биоклиматическими факторами почвообразования, но и с давним и интенсивным антропогенным воздействием, уникальным для России.

7.2.2. Антропогенные воздействия на почвы

Равнинность рельефа, низкая водопроницаемость пород, обильные осадки, специфический гидрологический режим определяют необходимость серьезных гидротехнических мелиораций. Первые осушительные мелиорации проводились еще в XVII в., а в середине XIX в. они распространились на значительные пространства, поскольку территория являлась тогда районом интенсивного луговодства и земледелия Восточной Пруссии. В настоящее время осушительные системы существуют на 70% площади области, причем не только на лугах и пашнях, но и на лесных землях. Помимо польдерных систем на побережье осушение на основной части Замландского полуострова осуществлялось закрытым гончарным дренажом в сочетании с открытыми коллекторами (цв. ил. 20). Глубина закладки дрен составляет 0,9–1,2 м при малых междренних расстояниях 8–12 м. В зависимости от условий рельефа систематический дренаж дополняется выборочным со шлюкерами (водопоглощающими колодцами) в понижениях. Для улучшения работы закрытого дренажа с середины XIX в. на минеральных почвах применяют дополнительные агротехнические приемы: бороздование, глубокое и разноглубинное рыхление и кротование, что влияет на поверхностные и глубинные почвенные горизонты. Все эти мероприятия нарушили естественное залегание горизонтов и создали новые типы перемещения влаги и растворов в почвах.

Пойменные почвы были осушены не позднее чем в середине XIX в. и функционировали в режиме сброса избыточной влаги в

течение приблизительно 100 лет, что привело к формированию темных аллювиальных «дерново-луговых», по А.А. Завалишину и Б.В. Надеждину¹, почв.

Осушение низинных и переходных торфяников вызвало их значительную сработку в результате интенсификации микробиологических и биохимических процессов, что в сочетании с исходным повышенным содержанием в них тонких минеральных частиц объясняет особый облик их верхних аккумулятивных горизонтов. Они представляют собой почти черные структурные перегнойные горизонты, обычно насыщенные основаниями, с очень высоким содержанием минеральных илистых частиц и высокой степенью разложенности органического вещества (40–50%), с нейтральной реакцией.

Окультуривание минеральных почв, проводившееся с середины XIX в., заключалось также в полноценном удобрении полей и лугов органическими и минеральными удобрениями, в проведении регулярного известкования. По оценкам И.Г. Важенина (1959), пахотные почвы области имеют положительный баланс по азоту² и фосфору и слабый дефицит по калию. В довоенное время органические удобрения вносили ежегодно не только на поля, но и на луга (в виде навозной жижи). Для сравнения отметим, что в центральной полосе навоз вносится 1 раз в ротацию. Внесение извести (жженой и луговой) осуществлялось в полной дозе на ротацию и поддерживающей дозе раз в 3–4 года, что не только создавало нейтральную среду в пахотном горизонте почв, но и поддерживало в нем высокую структурность.

Именно в Восточной Пруссии в старых немецких работах агрогеологической школы были описаны «пшеничные почвы», профиль которых состоял из полуметрового темного однородного гумусированного пахотного слоя и «мергелистой подпочвы». Таким образом, высокая многовековая культура ведения сельского и лесного хозяйства привела к изменению водного режима почв и к их значительному окультуриванию: накоплению гумуса в минеральных автономных почвах и улучшению качества органического вещества в осушенных органогенных почвах.

Последний этап агрогенной эволюции почв, начавшийся с 50–60-х гг. XX в., заключался в их постепенной деградации с тенденциями к восстановлению исходных свойств. С одной стороны, резко сократились дозы вносимых на поля удобрений, уменьшилась регулярность их внесения, некоторые поля были заброшены и превратились в многолетние залежи (Анциферова, 2001). С другой стороны, отсутствие постоянного контроля привело к на-

¹ Завалишин А.А., Надеждин Б.В. Почвы Калининградской области. М., 1954.

² На 1 гектар пашни приходилась 1 корова и несколько свиней.

рушениям в условиях сброса воды дренажными системами вследствие заиливания и закупорки гончарных дрен гидроксидами железа, засыпания и заполнения водой коллекторных канав и шлюкеров. В результате начинает развиваться вторичное заболачивание ранее осушенных почв. Более того, заполненные водой участки дренажной сети не только обеспечивают дополнительное поступление воды в почву и ее застаивание, но и способствуют более энергичному, чем до осушения, водообмену в толще рыхлых отложений мощностью около 2 м с верховодкой и грунтовыми водами. Напомним, что в среднем глубина закладки дрен не превышает 1,2–1,5 м.

По-видимому, пойменные почвы испытывают менее сильное вторичное заболачивание, так как местами они сохраняют элементы проточности в силу своего положения в рельефе и лучшего состояния магистральных каналов и коллекторов, обеспечивающих частичный сброс избыточной влаги.

7.2.3. Свойства автономных почв и почвенный покров

Лесные почвы имеют дифференцированный профиль с содержанием илистой фракции в 2–3 раза выше в нижней части профиля по сравнению с верхней. Литературные данные и собственные наблюдения позволяют считать, что отмеченные различия имеют литогенную природу, т.е. они связаны с неоднородностью моренного материала — двучленностью. Аккумулятивно-гумусовый горизонт маломощный (4–10 см), но темный и структурный, в значительной степени переработан дождевыми червями. Подстилка практически отсутствует или состоит из тонкого слоя опада широколиственных пород.

Осветленный подгумусовый горизонт разной степени выраженности и малой мощности представлен фрагментами или переходными вариантами между аккумулятивно-гумусовым и иллювиальным, точнее, иллювиально-метаморфическим. Он имеет сероватый оттенок, иногда пятна гумусовой пропитки, плохо выраженную структуру, в которой редко и неясно прослеживается горизонтальная делимость. Иллювиальный горизонт, как правило совмещенный с нижним компонентом двучлена, отличается не только резким «скачком» по механическому составу в зоне контакта, но и быстрым ростом уплотнения, низкой порозностью и слабой структурностью. Характерны желтовато-белесые (в верхней части иллювиальной толщи) языки, мелкие неровные клинья, пятна, приобретающие с глубиной сизоватый или зеленоватый (в присутствии карбонатных включений) оттенок. В структуре иногда проявляется призмовидность, более отчетливы тенденции к

глыбистости или ореховатости. Очень высокая плотность иллювиальных горизонтов подтверждается данными по величинам объемной массы: 1,5–1,7 г/см³.

Кутаны иллювиирования в основном глинистые, тонкие; пылеватые примеси в них редки. Как правило, максимум кутан, почти полностью покрывающих грани структурных отдельностей или стенки пор, приходится на верхнюю часть иллювиальной толщи; в карбонатном субстрате кутаны фрагментарные, чаще на вертикальных поверхностях. В почвах на бескарбонатных или глубококарбонатных моренах белесые языки более яркие, а признаков перераспределения оксидов железа больше и они многообразнее: гумусово-железистые примазки, конкреции, марганцево-железистые пятна, легкий сизоватый оттенок массы горизонта и «холодные» тона окраски языков.

Различия в строении профилей лесных почв определяются мощностью верхнего компонента двучлена, глубиной появления карбонатных включений, характером моренного суглинка, современной растительностью и условиями дренированности. При повышенной мощности верхнего слоя двучлена (> 30 см) в нем развивается вложенный альфегумусовый профиль, в зоне контакта имеет место сильное контактное оглеение в форме (сизовато-)белесого горизонта при значительном опускании вниз по профилю отбеленных языков и пятен. При малой мощности двучлена цветовые контрасты в профиле выражены слабо, но они «компенсируются» пятнистостью, связанной с внутрипрофильным оглеением — сочетанием охристых, сизоватых, зеленоватых и белесых пятен. В почвах на маломощных двучленах слабее текстурная дифференциация.

Условия увлажнения профиля обеспечиваются не столько его положением в рельефе, сколько составом пород и функционированием искусственного дренажа. Определенное значение для оттока влаги имеют сложение и гранулометрический состав нижнего компонента двучлена. Опесчаненность и наличие включений супесчаных участков и линз улучшают миграцию влаги, однако состояние дренажных систем вносит свои коррективы.

Среди физико-химических свойств почв особенно обращает на себя внимание необычная профильная кривая значений рН, крайне редко встречающаяся в других почвах. В верхней части профиля постоянна кислая–слабокислая среда, интервал значений рН 4,3–5,2, причем с глубиной сдвиг рН в нейтральную сторону происходит постепенно. Начиная с середины иллювиального горизонта, т.е. с глубины 70–90 см, среда становится нейтральной, а в карбонатном горизонте происходит еще более резкое изменение рН, так что на глубинах 100–130 см его величина превышает 8. В некоторых разрезах под широколиствен-

ным лесом аккумулятивно-гумусовые горизонты имеют менее кислую среду, чем нижележащие, вероятно, за счет биологического круговорота.

Содержание гумуса в среднем составляет 5–6% в верхнем горизонте и постепенно убывает с глубиной. Отношение гуминовых кислот к фульвокислотам в верхнем горизонте колеблется около 0,9; с глубиной оно может как увеличиваться (до 1–1,3), так и уменьшаться (0,6–0,4). Фракции, связанные с кальцием, присутствуют среди кислот обеих групп в малых количествах. Более высокое содержание отмечается для относительно подвижных фракций (ФК-1а, ФК-1, ГК-1) гумусовых кислот.

Почвы используемых и заброшенных пашен отличаются бесструктурностью и сильным уплотнением пахотного горизонта, особенно плужной подошвы, формированию которой способствует влажный климат. Другая характерная черта пахотных почв — присутствие в верхней части иллювиального горизонта агрикутан (темных глинисто-пылеватых аккумуляций в трещинах и порах). Агрикутаны считаются диагностическим признаком старопахотных окультуренных почв, что вполне соответствует истории освоения почв области. Содержание гумуса сохраняется довольно высоким — около 2% при мощности пахотного горизонта 25–32 см. Как правило, пахотный горизонт сменяется иллювиальным, что объясняет название почв «окультуренные дерново-слабоили скрытоподзолистые» на почвенной карте атласа Калининградской области (2002), а также «окультуренные вторично насыщенные» (Завалишин, Надеждин, 1954).

Несмотря на кажущееся однообразие условий почвообразования на небольшой территории, ее **почвенный покров** отличается известной неоднородностью и контрастом между почвами междуречных равнин и долинных комплексов.

Главным фактором различий между почвами междуречных моренных и озерно-ледниковых равнин выступают условия увлажнения. Обильные атмосферные осадки (особенно теплого периода) в сочетании с низкими фильтрационными свойствами субстратов определяют важность даже небольших различий в возможностях сброса избыточной влаги или, напротив, ее накопления в почвах. Почвенный покров был более неоднородным до строительства закрытого дренажа, поскольку оно сопровождалось выравниванием поверхности поля, когда срезались выступающие формы микрорельефа и слагающий их почвенный материал использовался для заполнения понижений. В результате почвенный покров становился однороднее. Тем не менее относительно дренированные почвы, т.е. почвы пологих холмов, а также почвы на глубоких двучленах, отличаются от сильно переувлажненных почв почти плоских ложбин и округло-овальных западин.

Различия проявляются в поверхностной и глубинной глееватости, а также степени выщелоченности от карбонатов, если в материнской породе присутствуют карбонатные включения. Таким образом, почвенный покров ареалов текстурно-дифференцированных почв, которые мы по традиции называем дерново-подзолистыми (в соответствии с зональным положением им больше подходит название «буроземно-подзолистые»), слагается следующими почвами: поверхностно-глееватыми, глубинно-глееватыми, поверхностно-глееватыми остаточно-карбонатными, дерново- или перегнойно-подзолисто-глеевыми, дерново-подзолистыми с вложенным микропрофилем и их старопашотными аналогами.

Песчаные и супесчаные породы имеют подчиненное значение, они встречаются фрагментарно на останках террас и слагают камовые холмы. К пескам приурочены иллювиально-железистые дерново-подзолы, к супесям — бурые лесные почвы со слабо дифференцированным бурым профилем. Дополнительным фактором, усложняющим строение почвенного покрова междуречных равнин, является наличие торфяников низинного и переходного типов, в том числе осушенных и сработанных — остаточноторфяных, или, по А.А. Завалишину, дерново-луговых.

Для почвенного покрова долин Преголи, Деймы и многочисленных мелких рек характерно широкое распространение пойменных низинных торфяников значительной мощности, чередующихся с аллювиальными иловато-торфяными и аллювиальными дерново-глеевыми, дерново-луговыми и перегнойными почвами. Поймы были осушены и использовались как высокопродуктивные луга. Осушение привело к конвергенции свойств этих почв, которые в целом сохранились и после частичного нарушения работы дренажных систем. Подобные почвы с общим названием *аллювиальные дерново-перегнойные глеевые или глееватые* под разнотравно-осоково-злаковыми заливными лугами могут быть охарактеризованы следующим образом.

Почвенный профиль открывается плотной, хорошо развитой дерниной (мощностью 5–8 см), сформированной мощными корневыми системами злаков. Органогенный горизонт представлен своеобразным материалом — «дерново-перегнойным» буровато-черного цвета, содержащим 10–12% гумуса, с непрочной зернисто-комковатой, иногда «икрянистой» структурой, опесчаненным и содержащим линзы песка. С глубины 30–40 см этот горизонт постепенно переходит в мокрый, прокрашенный гумусом песчаный аллювий, водонасыщенный, но не имеющий ясных признаков оглеения (благодаря проточности почвенных вод). В ряде случаев выделяются погребенные гумусовые горизонты. Дерново-луговые аллювиальные почвы имеют слабокислую реакцию в верхнем горизонте и нейтральную–слабощелочную в нижнем

минеральном, они почти насыщены основаниями, величина ЕКО обычно средняя.

Изложенные общие закономерности распределения почв с разными вариантами строения профиля иллюстрируются рис. 7.1.

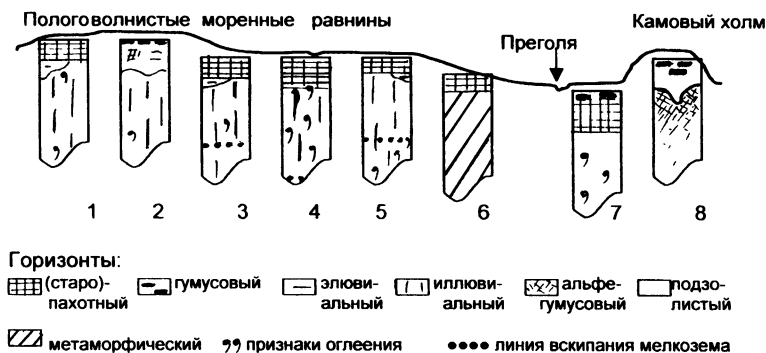


Рис. 7.1. Схема строения профилей наиболее распространенных почв Калининградской области.

Почвы: 1 — окультуренная (остаточно-подзолистая) дерново-подзолистая; 2 — дерново-подзолистая с вложенным альфегумусовым профилем; 3 — окультуренная дерново-подзолистая остаточнокarbonатная слабонасыщенная; 4 — окультуренная дерново-подзолисто-глеевая глубоко выщелоченная; 5 — окультуренная дерново-подзолистая глубинно-глееватая слабонасыщенная остаточнокarbonатная; 6 — бурая лесная окультуренная; 7 — пойменная дерново-перегнойная осушенная; 8 — дерново-подзол иллювиально-железистый

Таким образом, своеобразие Калининградской области в почвенном отношении связано с ее географическим положением, составом четвертичных отложений и историей использования почв.

- В соответствии с зонально-фациальными законами географии почв автономные почвы области следует рассматривать в ряду «бурые лесные — буроземно-подзолистые — элювиально-глеевые»; общепринятое название «дерново-подзолистые» условно и в значительной степени объясняется их текстурно-дифференцированным профилем.
- Дифференциация профиля имеет исходно литогенную природу: преобладающая часть автономных почв формируется на двучленах, часто с карбонатным нижним слоем за счет растворения в его глинистом материале включений известняка и доломита; мощность верхнего слоя определяет различия между условно естественными почвами.
- Практически все почвы области (как на междуречных равнинах, так и в речных долинах) были осушены в XIX в. или раньше, сильно окультурены, а с 60-х гг. XX в. начались

процессы вторичного заболачивания и реградации старопашотных почв.

- Совокупность этих и отчасти других причин определяет своеобразие свойств почв как автономных, так и пойменных. К региональным особенностям первых относятся оглеенность, повышенная гумусированность с глубоким гумусовым профилем, контрастный профильный ход кислотности. Пойменные почвы отличаются мощным и темным структурным органоаккумулятивным горизонтом, который в зависимости от условий искусственного осушения и сработки может быть определен как перегнойный, дерново-перегнойный, дерново-луговой.

7.3. ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ СУББОРЕАЛЬНАЯ ЛЕСНАЯ ОБЛАСТЬ

7.3.1. Общие закономерности распространения почв

Область выделяется относительной однородностью и простотой устройства почвенного покрова, что отчетливо видно на любой мелкомасштабной карте, но вовсе не является следствием недостаточной изученности. Напротив, центральная часть Европейской России постоянно была в центре внимания исследователей; в Подмоскowie проводятся многие стационарные наблюдения и эксперименты, отрабатываются почвенно-картографические методы, располагаются базы студенческих практик, проводятся экскурсии для участников научных конференций. Именно здесь детально исследованы дерново-подзолистые почвы и сложился их «центральный образ».

Абсолютное господство дерново-подзолистых почв на суглинистых равнинах нарушается небольшими ареалами дерново-подзолов на песках и редкими болотами в понижениях. Значительная протяженность области с запада на восток способствует проявлению провинциальных закономерностей в свойствах дерново-подзолистых почв, при том что различия между почвами северной и южной частей области минимальны. Главный фациальный (провинциальный) тренд заключается в изменениях гумусового профиля почв в связи с нарастанием континентальности климата к востоку. В западной части области отмечается растянутость гумусового профиля при относительно невысоком содержании гумуса в верхнем горизонте, к востоку имеет место уменьшение мощности гумусового профиля, сопровождающееся увеличением количества гумуса в аккумулятивно-гумусовом горизонте. Этот тренд прослеживается и в почвах лесостепи и

степи, хотя часто нарушается литогенными и антропогенными факторами.

Разделение области на почвенно-географические провинции определяется также геоморфологическими факторами — характером ледникового рельефа или отсутствием ледниковых форм. Провинции различаются не только свойствами господствующих почв, но и типами почвенных катен (Подзолистые почвы..., 1980; Урусевская, 1990). Исходя из этих соображений характеристика почвенного покрова области дается по традиционно выделяемым провинциям.

7.3.2. Северо-Западная провинция

Провинция располагается в области валдайского оледенения, ограничена с юга полосой валдайских конечно-моренных возвышенностей. От Балтийского щита она отделена Балтийско-Ладожским уступом — «глинтом». Рельеф представлен холмистой аккумулятивной ледниковой и водно-ледниковой равниной, абсолютные отметки которой не превышают 300 м. Невысокие конечно-моренные возвышенности (Валдайская, Псковская, Великолукская) и структурная Ижорская, сложенная известняками, чередуются с флювиогляциальными и озерно-ледниковыми низменными равнинами, иногда осложненными вторичным дюнным рельефом, — Псковско-Чудской, Приильменской, Великорецкой.

Широко распространенной материнской породой является суглинистая морена, обогащенная каменистым материалом, в том числе местных карбонатных пород. Моренные отложения неоднородны, среди них нередки двучлены: верхние 25–60 см имеют супесчаный или легкосуглинистый состав и по сравнению с нижней тяжелосуглинистой частью толщи обогащены пылеватой и мелкопесчаной фракциями. Как и в таежных областях, здесь на таких двучленных отложениях несколько изменяются свойства текстурно-дифференцированных почв. Водно-ледниковые отложения представлены гравелисто-галечниковыми разнозернистыми песками и супесями или хорошо сортированными слоистыми, преимущественно песчаными отложениями. Последние, как правило, имеют мономинеральный состав и бедны оксидами железа и основаниями. Озерно-ледниковые глины и суглинки сходны с таковыми таежных областей, местами отличаясь от них исходной карбонатностью, которая поддерживается присутствием жестких карбонатных вод. Плотные шоколадно-коричневые тонкослоистые глины встречаются локально и на возвышенных участках — более или менее заметных на местности высоких холмах с плоскими вершинами и крутыми склонами («звонцах»), образование

которых связывают с внутриледниковыми озерами. Глины карбонатны, более того, иногда содержат редкие рассеянные кристаллы гипса, что свидетельствует о слабом воздействии на них почвенных процессов.

Среди рыхлых ледниковых аккумулятивных пород изредка встречаются выходы плотных дочетвертичных пород, точнее, их элюво-делювий. Таковы пески и супеси с щебнем преимущественно кислых пород Карельского перешейка, обнажения высококарбонатных глин в Балтийско-Ладожском глинте, выходы плотных карбонатных на Ижорской возвышенности и в Приильменье, а также частые обнажения известняков, доломитов и их дериватов в речных долинах, врезанных в карбоновую толщу.

Мягкий климат, достаточное увлажнение, средние фильтрационные свойства пород обеспечивают частую встречаемость текстурно-дифференцированных почв с поверхностной глееватостью, значительное распространение глеевых почв с текстурным или недифференцированным профилем, реже — верховых и низинных болот.

К двучленным отложениям моренных равнин приурочены *дерново-палево-подзолистые почвы* с контактным осветлением (оглеением, отбеливанием) под высокобонитетными кисличными и широколиственными ельниками. Подобные почвы особенно характерны для рассматриваемой территории, они неоднократно исследовались еще со времен К.Д. Глинки, им посвящена монография Б.Ф. Апарина и Е.В. Рубилина «Особенности почвообразования на двучленных породах Северо-Запада Русской равнины» (Л., 1975). Пути миграции влаги и связанное с ними развитие почвенных горизонтов было показано еще в 1963 г. Л.С. Долговой на примере двучленов Смоленской области (рис. 7.2).

Проблема двучленности, ее почвенной или допочвенной природы остается дискуссионной. В последнем случае предполагается образование двучленов при отложении или трансформации валдайской морены с последующей наложенной педогенной дифференциацией.

Почвенные катены на двучленных отложениях наиболее ярко представлены и подробно изучены в центральной части Валдайской возвышенности (рис. 7.3; Грабовская, Роде, 1934; Кондратьева, 1972; Герасимова, 1978). Свойства составляющих их почв во многом определяются мощностью верхнего супесчаного или легкосуглинистого слоя. Если она превышает 10–15 см, т.е. явно больше мощности гумусового горизонта, то под последним формируется палевый горизонт, генезису которого посвящена монография Б.А. Ильичева (1982).

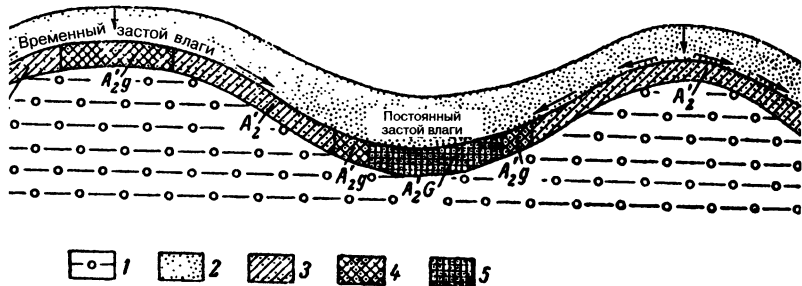


Рис. 7.2. Схема распространения по элементам рельефа почв с разными контактными горизонтами и движения почвенных растворов (по Долговой, 1963): 1 — подстилающая порода, 2 — верхний слой двучленных пород, 3 — псевдоподзоленный горизонт, 4 — глееватый горизонт, 5 — глеевый горизонт. Стрелками показаны направления движения почвенных растворов

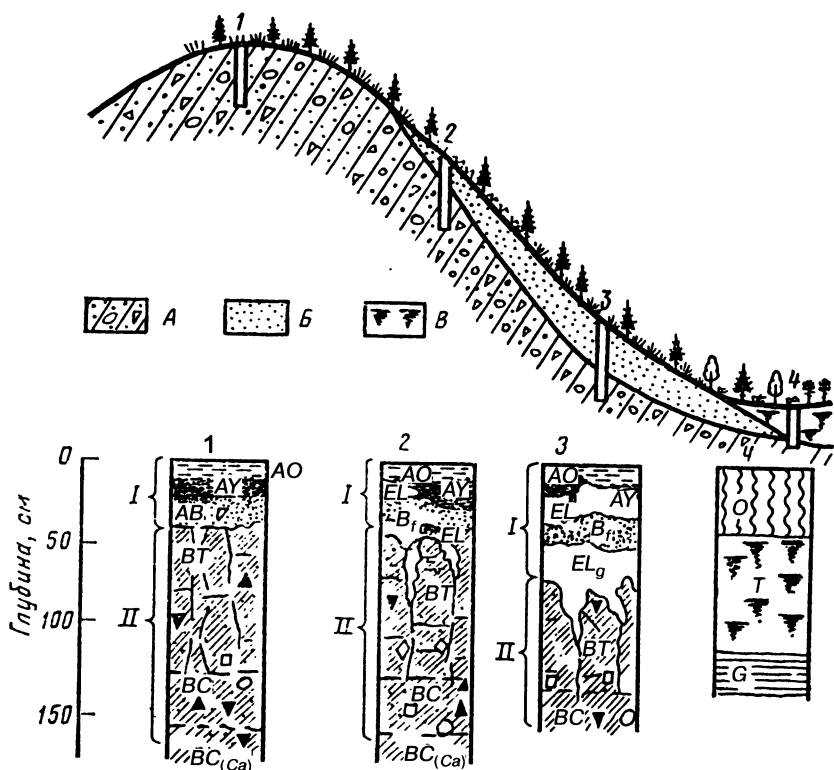


Рис. 7.3. Типичная catena в центральной части Валдайской возвышенности: А — валунный суглинок; Б — пески и супеси; В — торф. 1 — дерново-скрытоподзолистые (буроземные) почвы под ельниками кисличными; 2 — дерново-палевоподзолистые под ельниками разнотравными; 3 — дерново-палевоподзолистые контактно-глееватые (контактно-элювиальные) под ельниками разнотравно-черничными; 4 — торфяно-глеевые низинных болот под сосняками с елью сфагновыми

Основной элемент палевого горизонта — песчинки, «одетые» в бурые или полупрозрачные светлые органометаллические пленки, придающие ему рыжевато-бурый оттенок (цв. ил. 24). Мощность горизонта 5–30 см. Выше него залегают либо линзы подзолистого горизонта, либо гумусовый горизонт с признаками осветления-оподзоливания в виде светлых минеральных зерен — «раздетых» песчинок, рассеянных в его массе. Снизу палевый горизонт ограничен «вторым подзолистым», точнее, элювиальным или контактно-элювиальным глееватым горизонтом, проникающим языками и пятнами в песчано-глинистую красно-бурую, иногда карбонатную массу нижнего слоя. Выраженность контактно-элювиального горизонта зависит от уклона поверхности и положения кровли нижнего слоя, характера контакта между слоями, т.е. обеспеченности оттока влаги внутри почвенного профиля. На выпуклых, хорошо дренируемых вершинах холмов двучленность отсутствует и почвы имеют недифференцированный бурый дер-муллевый профиль.

Палевый горизонт трактуется как результат альфегумусового процесса, ограниченного верхней частью профиля и налагающегося на палеопочвенную (или допочвенную) текстурную дифференциацию. Таким образом, профиль палево-подзолистой почвы представляет собой систему двух профилей: текстурного и современного альфегумусового. Генезис текстурного профиля подзолистых почв обсуждался в предыдущей главе; в случае дерново-подзолистых почв атлантический возраст дифференцированной толщи считается более обоснованным. В настоящее время с переменным успехом продолжают процессы выноса тонких частиц («наследующая эволюция» В.О. Таргульяна), аккумуляции мягкого или грубого гумуса, альфегумусовый процесс, поверхностное оглеение и пр. Их соотношение определяет различия в дерново-подзолистых почвах.

Дальнейшее развитие представлений о географии вложенного профиля не связано с генезисом неоднородности почвенной толщи и основывается на идее зональных изменений климатических условий (Тонконогов, 1999). Дерново-палево-подзолистые почвы занимают определенное место в ряду почв с вложенным профилем (см. рис. 5.9): подзолистые с субпрофилем подзола альфегумусового → подзолистые с субпрофилем подзола слабо дифференцированного → *палево-подзолистые* → дерново-сероподзолистые. Рассмотрим этот ряд.

Первый член ряда — подзолистые почвы с субпрофилем подзола альфегумусового распространены в средней тайге, в них морфологически и аналитически резко выражен вложенный профиль подзола. В переходной полосе между средней и южной тайгой субпрофиль включает белесый подзолистый горизонт, зале-

гающий непосредственно под подстилкой, и рыжевато-бурый, слегка пятнистый горизонт слабого иллювиирования железа, которое морфологически диагностируется по контрасту с подстилающим его более светлым элювиальным горизонтом. Аналитически горизонт выделяется менее отчетливо, чем собственно иллювиально-железистый горизонт субпрофиля альфегумусового подзола. Почвы переходной полосы названы В.Д. Тонконогим текстурно-подзолистыми слабоиллювиально-железистыми и введены в новую «Классификацию почв России» (1997) под тем же названием.

В основном ареале дерново-подзолистых почв с его более мягким климатом вместо грубогумусового горизонта или подстилки развивается горизонт мягкого гумуса и отсутствует собственно подзолистый, несколько слабее выражены хемогенная миграция и аккумуляция железа. Такой вложенный профиль может интерпретироваться как дерновая альфегумусовая почва, а весь полный профиль — как дерново-палево-подзолистая. Однако локальные условия увлажнения, парцеллярные и другие частные эффекты могут привести к формированию не только мюллевого, но и грубогумусового горизонта и связанного с ним подзолистого. В таком случае полный профиль почвы представляет палево-подзолистую грубогумусовую почву.

Диагностика вложенных профилей затруднена механическими нарушениями почвенного покрова: рубками, ветровалами, земледельческим освоением. Совершенно очевидно, что распашка до обычной на Северо-Западе глубины 22–25 см оставляет в профиле лишь «корни» вложенного профиля, а иногда только нижнюю часть элювиального горизонта, что вообще не позволяет судить о наличии или отсутствии вложенного профиля. Вероятно, это обстоятельство и объясняет слабое отражение проблемы в публикациях о дерново-подзолистых и подзолистых почвах.

С ухудшением дренажа контактное осветление в почвах на двучленах сменяется обычной глееватостью, которая свойственна в разной степени и обычным дерново-подзолистым почвам на покровных суглинках (цв. ил. 23). Как следствие дополнительно увлажнения в почвах ослабевает или исчезает «палевость», почвенный покров становится однообразнее и состоит из дерново-подзолистых и палево-подзолистых почв (грубогумусовых или дерновых) с различной степенью выраженности оглеения на контакте элювиальной и иллювиальной толщ, а также подзолисто-болотных и болотных. Структура почвенного покрова территорий, длительное время находящихся под лесом, слагается пятнистостями из перечисленных вариантов почв подзолистого ряда с участием глубинно-глееватых и глеевых. В сочетаниях — катенах — они

представляют верхнее и среднее звенья и дополняются почвами переходных и низинных болот в нижних звеньях.

На озерно-ледниковых глинах формируются своеобразные почвы, представленные двумя вариантами. К ленточным глинам слабодренированных древнеозерных низин приурочены почвы, в которых почвообразование сводится к слабой переработке материнской породы процессами поверхностного оглеения (Матинян, 1966, 1969). Они называются *поверхностно-глеевыми* или псевдоглеями, сочетаются с торфяными и перегнойными почвами низинных болот. На звонцовых глинах в условиях обеспеченного рельефом оттока избыточной влаги встречаются локальные своеобразные почвы с местным названием «*поддубицы*» (рис. 7.4). Глины имеют мощность от 2,5 до 10–15 м, плотное сложение, содержат карбонаты; естественная растительность представлена дубравами, не свойственными южной тайге. Процесс образования мягкого гумуса сочетается в поддубицах с неглубокой и не

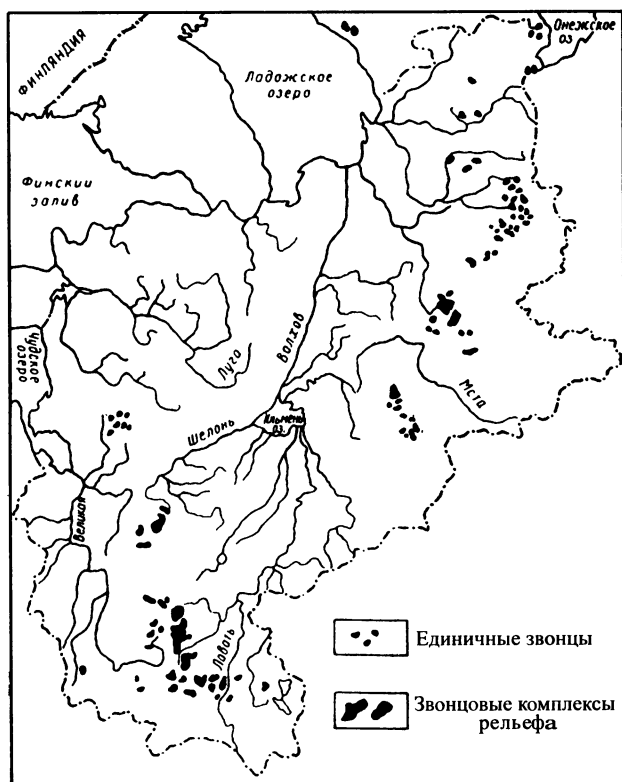


Рис. 7.4. Ареалы поддубиц на звонцах (по Гагариной, Чижиковой, 1982)

очень интенсивной элювиально-иллювиальной дифференциацией на фоне относительно слабых преобразований свойств породы (Гагарина, Чижикова, 1982).

Среди локальных почв Северо-Западной провинции встречаются и почвы на дериватах средних и основных пород Карельского перешейка под дренированными травяно-зеленомошными ельниками на склонах. Они характеризуются бурым однородным ожелезненным профилем небольшой мощности, с грубогумусовым горизонтом, что послужило причиной их отнесения к *буроземам грубогумусовым*, или буротаежным почвам. Это определение не противоречит положению почв в системе почвенно-географических представлений. На соседних с буроземами холмах и грядах, сложенных дериватами гранитов, были описаны катены *подзолов*, сходные с таежными (см. рис. 5.2), понижения заняты дерново-подзолисто-глеевыми и *дерново-глеевыми почвами*.

Катены подзолов более разнообразны, чем в таежной области, поскольку в них принимают участие также *дерновые альфегумусовые почвы* и *дерново-подзолы* на хорошо дренированных мономинеральных песках; на слабо сортированных и богатых песках с гравием — *грубогумусовые поверхностно-подзолистые* или неоподзоленные почвы. Аккумулятивные позиции заняты не только торфяниками низинными или торфяно-перегнойными почвами, но и дерново-глеевыми на жестких водах. Вертикальная неоднородность отложений объясняет заболоченность водно-ледниковых равнин и значительное участие в почвенном покрове комбинаций иллювиально-гумусово-железистых торфянистых глееватых и глеевых подзолов с глеевыми иллювиально-гумусовыми и органогенными болотными почвами, особенно в восточной части провинции (Приладожье).

Близкое залегание известняков на Ижорской возвышенности и в Приильменье, а также карбонатность некоторых ледниковых отложений служат причинами появления мозаик *дерново-карбонатных почв* разной мощности, дерново-глеевых насыщенных и *дерново-подзолистых остаточно-карбонатных почв*.

7.3.3. Среднерусская провинция

Большая часть провинции расположена в зоне максимального оледенения и представляет собой сочетание пологоволнистых моренных равнин на высотах 200–300 м с небольшими возвышенностями (Клинско-Дмитровской, Смоленско-Московской) и обширными зандровыми и озерно-аллювиальными низменностями московского и частично днепровского оледенения. Самые крупные низменности: Молого-Шекснинская, Верхневолжская,

Ярославско-Костромская, Мещера — имеют абсолютные отметки 100–150 м. Повышенные моренные равнины перекрыты плащом крупнопылеватых покровных суглинков мощностью не меньше 1–2 м. Двучленные отложения и морены выступают как материнские породы в полосе контакта с бореальной областью и Северо-Западной провинцией. Низменности сложены мощными толщами слоистых сортированных мономинеральных песков и супесей, иногда с прослойками моренного материала.

Естественная растительность представлена вторичными смешанными травяными лесами — елово-мелколиственными с примесью широколиственных пород на суглинках и двучленах. На двучленах в составе древесного полога обычно присутствует сосна; чистые сосновые леса занимают зандровые низменности с однородными песчаными толщами и образуют «классические» ряды по увлажнению от лишайниковых сосняков до долгомошных. Наличие в песчаной толще суглинистых прослоек и линз, например в Мещере, обеспечивает участие березы, осины и ели в составе лесов, местами заболоченных. Пашни занимают в среднем 30% площади, в прошлом распаханность была выше, а ареалы пашни смешались во времени, следовательно, почти все дерново-подзолистые почвы провинции могли сохранить черты антропогенных воздействий в своем профиле.

Центральное место в почвенном покрове занимают *дерново-подзолистые* суглинистые почвы с контрастным текстурно-дифференцированным профилем (цв. ил. 22). Генезис их долгое время был предметом оживленных дискуссий, подкрепленных глубоким и детальным исследованием почвы на Клинско-Дмитровской гряде, проведенным В.О. Таргульяном с сотрудниками к Международному конгрессу почвоведов 1974 г.¹ Автономные суглинистые почвы немного различаются степенью выраженности вложенного профиля и поверхностной глееватости, мощностью осветленной толщи («степенью оподзоленности») и характером аккумулятивно-гумусового горизонта. С севера на юг прослеживается тенденция усиления процесса гумусонакопления в лесных дерново-подзолистых почвах, что соответствует зональному ряду лесов от смешанных зеленомошно-травяных до травяных дубово-мелколиственных. Следовательно, в северных почвах встречаются модер-муллевые горизонты, в южных преобладают горизонты мягкого гумуса, грубогумусовые же варианты почв могут быть обнаружены под почти чистыми ельниками, которых очень мало.

¹ Таргульян В.О., Бирина А.Г., Куликов А.В. и др. Организация, состав и генезис дерново-палево-подзолистой почвы на покровных суглинках: Аналитическое исследование. М., 1974.

В соответствии со схемой вложенных профилей В.Д. Тонконогова (см. рис. 5.9), для провинции характерны дерново-сероподзолистые почвы, которые рассматриваются им как переходные к серым лесостепным, что проявляется в маскировке или замене палевого горизонта гумусовым. Как самые южные почвы в зональном ряду почв с вложенными профилями, они содержат не менее 2% гумуса в верхних 30–40 см.

Параллельно изменениям гумусового состояния дерново-подзолистых почв на суглинках возрастает глубина оподзоливания, определяемая по мощности элювиального горизонта и/или по нижней границе белесых языков, заходящих в иллювиальную толщу. К.Д. Глинка считал, что наиболее мощные подзолистые горизонты обнаруживаются именно в южной части лесной зоны. Рассмотрение химических критериев подзолообразования в ряду почв от типичных подзолистых до дерново-подзолистых привело к выводу об усилении консервативных признаков оподзоливания к югу (Завалишин, Фирсова, 1973). Одновременно отмечается смещение максимальных значений кислотности в зону контакта элювиальной и иллювиальной частей профиля. Однако активный круговорот кальция и повышенная биологическая активность сближают почвы юга лесной зоны с серыми лесостепными.

Основная закономерность в строении катен в ареалах дерново-подзолистых почв на покровных суглинках — обратная зависимость мощности элювиального горизонта, реже степени дифференциации профиля, от уклона поверхности. Она нарушается эрозией на землях, бывших или находящихся в настоящий момент под пашнями. Катены завершаются *болотно-подзолистыми*, *дерново-глеевыми* или *болотными* почвами. Почвы с признаками избыточного увлажнения довольно широко распространены, но собственно болотных почв немного. Они представлены в основном низинными или переходными разностями, хотя к северу заболоченность возрастает за счет верховых болот.

Верховые болота занимают большие пространства песчаных Молого-Шекснинской, Верхневолжской и Мещерской низменностей. Они сочетаются с *подзолами* глееватыми и глеевыми; в Мещере более распространены *дерново-подзолы* в силу ее положения на юге провинции. На неоднородных песчаных субстратах мещерские дерново-подзолы оглеены в той или иной степени, а их верхние горизонты могут быть оторфованы. Напротив, на однородных средне- и тонкозернистых песках, слагающих материковые дюны, образуются самые «сухие» из песчаных почв со слабо дифференцированным профилем, относимые к слабо-подзолистым иллювиально-железистым, или «*боровым пескам*». Эти

почвы распространены локально на всех песчаных низменностях, но в южной части Мещеры образуют значительные массивы, переходящие уже в лесостепную область.

Почвы на карбонатных моренах и выходах плотных карбонатных пород играют существенно меньшую роль в почвенном покрове провинции по сравнению с Северо-Западной.

7.3.4. Вятско-Камская провинция

В отличие от других провинций Восточно-Европейской суббореальной области, Вятско-Камская провинция находится в основном во внеледниковой зоне. В рельефе преобладают возвышенные холмисто-увалистые эрозионные равнины, сложенные пермскими красноцветными глинами, мергелями, известняками и песчаниками. Почвообразующими породами служат покровные пылеватые тяжелые суглинки и глины, местами карбонатные, супеси и легкие суглинки, подстилаемые пермскими породами, а также элюво-делювий или выходы этих пород. Двучленные суглинисто-супесчаные отложения широко распространены в Кировской области. Большие площади в провинции заняты водно-ледниковыми и аллювиальными равнинами, сложенными с поверхности средне- и мелкозернистыми кварцевыми песками, большей частью заболоченными. Таковы Балахнинская низина, древние террасы Ветлуги, Камы и Вятки.

Расчлененность рельефа и некоторая континентальность климата обеспечивают достаточный дренаж автономных суглинистых почв. Другая отличительная черта условий почвообразования — преобладание хвойно-мелколиственных лесов с участием пихты, липы, клена и мохово-кустарничково-травянистым ярусом.

Дерново-подзолистые почвы на суглинках близки среднерусским, среди них также встречаются почвы со вторым гумусовым горизонтом. В среднем они менее оглеены, сильнее оподзолены, в них проявляются фациальные признаки в отношении гумусового профиля. Почвы на красноцветных пермских глинах, как большинство почв на плотных глинистых отложениях, слабо изменены почвообразованием, хотя элювиально-иллювиальная дифференциация профиля выражена отчетливо; в окраске, структуре, сложении горизонтов доминируют породные признаки.

Эрозионный рельеф, особенно в Предуралье, определяет состав почвенных катен: дерново-подзолистые почвы, в том числе эродированные, — дерново-карбонатные или дерново-подзолистые остаточно-карбонатные — дерново-глеевые (Урусевская, 1990). Если пермские отложения не содержат карбонатов, в средних,

эродированных частях катен появляются почвы с недифференцированным профилем, или «дерново-бурые», как их называют пермские почвоведы. Западнее в составе почвенного покрова участвуют почвы на двучленах, причем двучлены имеют разное соотношение и количество слоев, что определяет литогенную пестроту почвенного покрова.

Почвенный покров водно-ледниковых и аллювиальных равнин, как и в Среднерусской области, складывается тремя группами почв: собственно *подзолами* при подстилании песков суглинками на глубине 1–1,5 м, *дерново-подзолами* и близкими к ним дерновыми альфегумусовыми почвами на выравненных участках песчаных равнин и *боровыми песками* на вершинах грив и дюн. Все они сочетаются с торфян(ист)о-подзолистыми глеевыми и болотными почвами.

7.3.5. Ополья и почвы со вторыми гумусовыми горизонтами

Вторые гумусовые горизонты (ВГГ) упоминались и раньше, при описании почв таежных Восточно-Европейской и Западно-Сибирской областей. Поскольку они наиболее хорошо изучены и широко распространены в одноименных суббореальных областях, то рассматриваются подробно в этом разделе. Почвы с ВГГ встречаются в центральных и восточных частях Восточно-Европейской области и почти повсеместно в Западно-Сибирской, но с одним постоянным условием — они приурочены к покровным суглинкам. Следовательно, в Восточно-Европейской суббореальной области почвы с ВГГ распространены на моренных равнинах и отсутствуют на зандровых полях. Последние чередуются у южной границы области с опольями — возвышенными волнисто-увалистыми равнинами с чехлом лёссовидных карбонатных суглинков и почвами с ВГГ.

Почвы Владимирского ополья, наиболее крупного и хорошо изученного, были в центре внимания Второго съезда почвоведов России в 2000 г. Ополья почти полностью распаханы, причем возраст их земледельческого освоения приближается к 1000 лет. Само название «ополья» связывается с освоенностью территории. Для ополей характерны западинно-гривистый микрорельеф и комплексность почвенного покрова. Комплексы состоят из серых лесных почв микроповышений и темно-серых почв со вторым гумусовым горизонтом понижений. Серые почвы микроповышений содержат карбонаты глубже 60–80 см, в том числе в виде журавчиков, и отличаются от почв микропонижений менее

мощным гумусовым горизонтом и меньшей дифференциацией профиля по илу. Чтобы подчеркнуть своеобразие этих комплексов и всего опольного ландшафта, А.Н. Тюрюкановым и Т.Л. Быстрицкой (1971) были предложены названия почв «ополец» и «ополица» соответственно. Генезис почв ополей они связывают с палеопойменными режимами. Однако современные условия почвообразования в опольях также могут удовлетворительно объяснить существование серых лесных почв: карбонатность материнских пород, близкое залегание жестких грунтовых вод, господство широколиственных лесов в прошлом и, наконец, само положение ополей у границы с лесостепью.

Ряд исследователей (Долгова, 1964; Рубцова, 1974, и др.) также связывают формирование специфических почв Владимирского ополья с меньшей расчлененностью территории в прошлом. Они предполагают суффозионный генезис западин, а ВГГ считают реликтами мощных гумусовых горизонтов луговых карбонатных почв, существовавших при близких грунтовых водах.

А.Л. Александровским (1983) почвы ополей со вторым гумусовым горизонтом интерпретируются с позиций смены направлений почвообразования и эволюции почв в голоцене. Радиоуглеродные датировки позволили отнести развитие элювиально-иллювиальной дифференциации профиля к периоду атлантического оптимума, после чего в позднеатлантическое время имела место темноцветная стадия почвообразования. Она соответствует более теплomu климату лесостепной зоны, которая находилась на 300–400 км севернее своей современной границы (рис. 7.5). Позднее происходила деградация верхней части профиля темноцветных почв и его вторичное оподзоливание, приведшие к обособлению второго гумусового горизонта в позднеголоценовое время.

Другая группа гипотез происхождения почв ополей основана на учете палеокриогенных явлений, особенно после того как работами А.А. Величко, Т.Д. Морозовой, В.В. Бердникова было установлено наличие реликтового криогенного микрорельефа позднеплейстоценового возраста на значительной части Русской равнины (рис. 7.6).

В.М. Алифановым (1986) была обоснована точка зрения о палеокриогенном генезисе почв западин Владимирского ополья. Он отмечает наличие реликтовых криоморфных и гидроморфных признаков во вторых гумусовых горизонтах и связывает их формирование с мерзлотно-гидроморфной стадией почвообразования лугово-болотного типа, имевшей место после деградации криогенных полигонально-блочных структур.

А.А. Величко с соавторами (1996) выделили полигонально-блочный, блочно-западинный и западинный типы палеокрио-

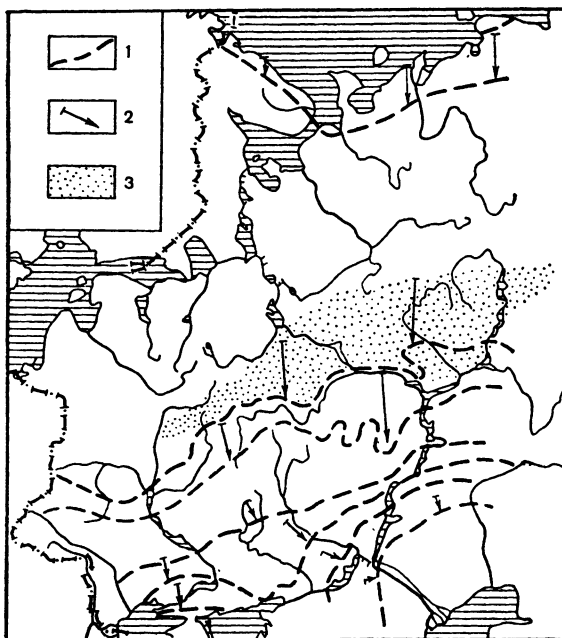


Рис. 7.5. Смещение почвенных зон в голоцене, ареалы почв со вторым гумусовым горизонтом ВГГ (по Александровскому, 1983):

1 — современное положение границ зон и подзон, 2 — смещение границ от их предполагаемого положения в голоцене до современного, 3 — ареалы почв со вторым гумусовым горизонтом

генного рельефа. Формирование вторых гумусовых горизонтов они связывают с луговой стадией, имевшей место в период климатического оптимума голоцена и с сохранением ее признаков в микрозападинах.

А.О. Макеевым и И.В. Дубровиной (1990) формирование палеокриогенных западных комплексов связывается с заключительными этапами лёссового осадконакопления в позднем плейстоцене. Второй гумусовый горизонт рассматривается как реликт мерзлотно-гидроморфной стадии почвообразования позднеледникового времени. Его положение в профиле объясняется не деградацией верхней части, а погребением в процессе накопления карбонатного пылеватого суглинистого материала.

В зависимости от конкретных условий ВГГ сохранился в виде пятен, линз или сплошного горизонта в нижней части гумусового (пахотного) либо в полосе контакта с иллювиальным горизонтом. Они резко выделяются темным цветом, всегда более темным, чем у современного гумусового горизонта, чешуйчато-листоватой структурой, обилием пылеватых белесых частиц и

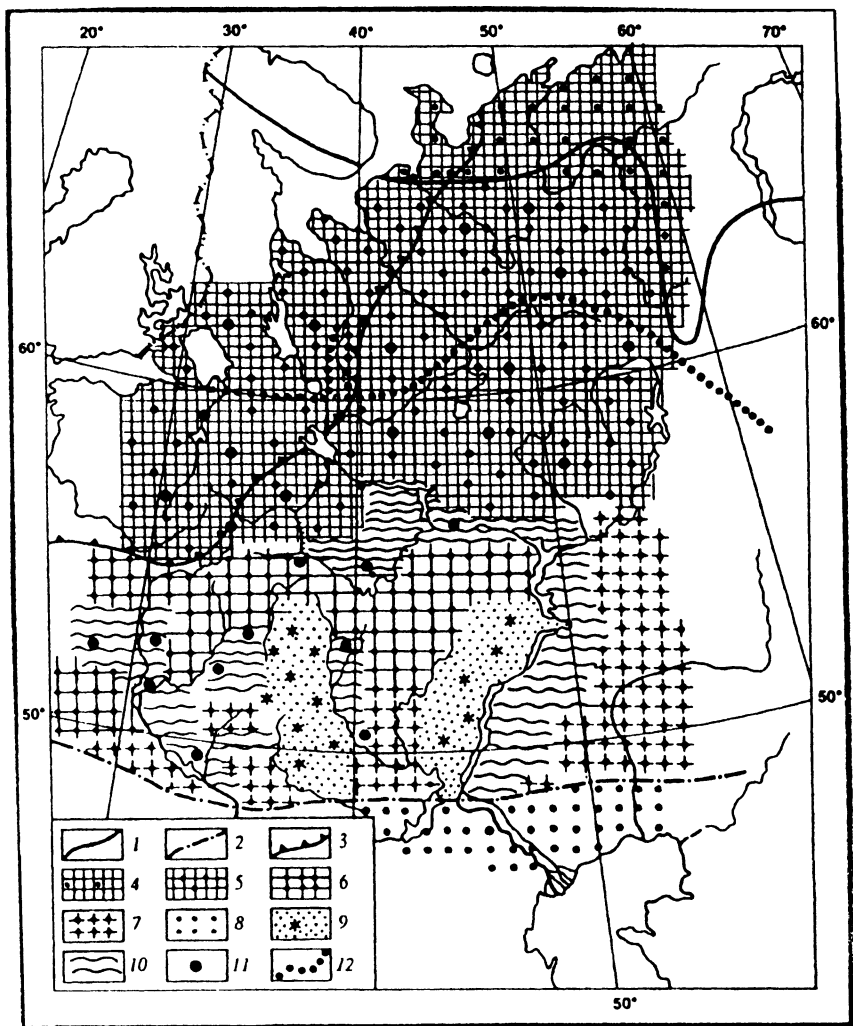


Рис. 7.6. Палеокриогенный микрорельеф (Величко и др., 1996):
 1 — южная граница современной многолетней мерзлоты; 2 — то же, позднелейстоценовой; 3 — граница валдайского оледенения; 4 — криогенный рельеф в зоне современной многолетней мерзлоты; 5–11 — формы реликтового (позднелейстоценового) криогенного и термокарстового рельефа; 12 — южная граница реликтовых форм термокарста

гуматным составом гумуса (цв. ил. 25, рис. 7.7). Как и в средней тайге, появление здесь почвы со вторым гумусовым горизонтом непредсказуемо, т.е. не отражается современным набором факторов почвообразования, за исключением палеокриогенного микрорельефа, хорошо диагностируемого только на пашнях.

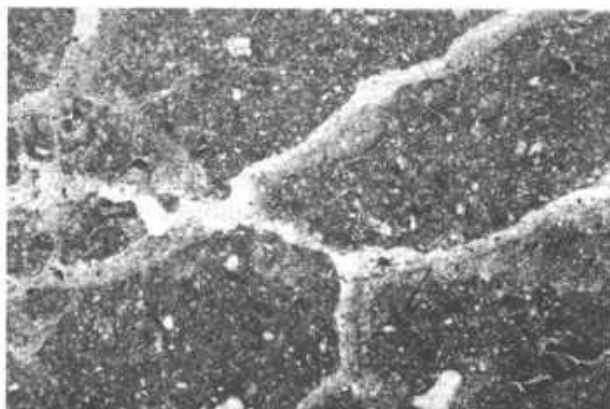


Рис. 7.7. Общий вид второго гумусового горизонта в шлифе при увеличении 12х

Таким образом, для Восточно-Европейской области характерны следующие черты:

- относительное однообразие почвенного покрова, состоящего дерново-подзолистыми почвами, в том числе глееватыми и глеевыми;
- проявление на этом фоне провинциальных различий в связи с особенностями рельефа, типами катен, свойствами и режимами автономных почв;
- широкое распространение двучленных отложений, вкрапления карбонатных и глинистых пород, повышенное увлажнение в северо-западной части области, определяющие соответствующие модификации дерново-подзолистых почв;
- появление почв с ВГГ в центральной и восточной частях области среди дерново-подзолистых почв;
- участие дерновых альфегумусовых почв и дерново-подзолов в катенах на хорошо дренированных мономинеральных песках.

7.4. ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ЮЖНОТАЕЖНАЯ ОБЛАСТЬ

7.4.1. Условия почвообразования

По ряду факторов почвообразования область имеет много общего с таежной, однако по преобладающим автономным почвам — дерново-подзолистым — она должна быть отнесена к лесным суббореальным областям. Аргументируя самостоятельность зоны южной тайги Западной Сибири в почвенном отношении,

новосибирские почвоведы считают набор почв в ней и восточно-европейской южной тайге одинаковым, а эволюцию почвенного покрова контрастной, что не свойственно собственно северной и средней тайге (Гаджиев, 1982¹, и др.).

Область протягивается узкой субширотной полосой от восточного склона Урала до Енисея, ее северные и южные границы разными авторами проводятся по-разному, что объясняется постепенностью смены ландшафтов на обширных равнинах и обилием болотных массивов — «нарушителей зональных границ». Мы проводим границы области, придерживаясь схемы почвенно-географического районирования (см. рис. 3.1), учитывающего крупные ареалы дерново-подзолистых почв.

В отличие от таежной, южнотаежная область располагается за пределами границ многолетней мерзлоты и оледенений и ее рельеф в значительной части определяется как созданный процессами аллювиальной и озерной аккумуляции. С ними С.С. Воскресенский (1968) связывает исключительную монотонность рельефа и именно рассматриваемую часть территории «гигантской аллювиальной равнины» считает наиболее типичной. Генетически это районы приледниковых бассейнов, морфологически — плоская или очень слабоволнистая низменная равнина с абсолютными высотами около 120 м; с поверхности она перекрыта карбонатными суглинками. К западу равнина переходит в узкое Зауральское эрозионное плато, высоты которого достигают 250–300 м. Центральная часть области входит в Среднеобскую низменность и соответствует плоскому Васюганскому плато, сложенному горизонтальными песчано-глинистыми осадками миоцена, перекрытыми озерно-болотными отложениями мощностью 3–10 м. Малые абсолютные высоты, идеально ровная поверхность и особенности пород способствуют развитию болот, которые здесь занимают особенно большие пространства. Восточнее Оби, на Чулымо-Енисейском плато, дренированность несколько улучшается, абсолютные высоты составляют 150–200 м.

Материнские породы, как и в таежной области, представлены тремя группами: песками, глинисто-суглинистыми и органогенными. Мощность торфяных залежей оценивается² в 2–5 м. Глинистые отложения отмечаются на Васюганском плато, к северу и к югу они сменяются суглинками. Суглинки обычно содержат карбо-

¹ Гаджиев И.М. Эволюция почв южной тайги Западной Сибири. Новосибирск, 1982. 278 с.

² Елизарова Т.Н., Казанцев В.А., Магаева Л.А., Устинов М.Т. Эколого-мелиоративный потенциал почвенного покрова Западной Сибири. Новосибирск, 1999. 238 с.

наты (от 2 до 10–15% CO_2 карбонатов) в виде журавчиков и рыхлых скоплений.

По оценкам Т.Н. Елизаровой с соавторами, в среднем для южной тайги грунтовые воды залегают на глубинах от 0,5 м на междуречьях до 5–10 м на склонах, они имеют минерализацию 1–1,5 г/л и гидрокарбонатный магниевый-натриево-кальциевый состав.

Континентальность климата проявляется в большей разнице средних температур июля и января по сравнению с европейской южной тайгой за счет холодных зим: $-18...-20\text{ }^\circ\text{C}$ (и $+18^\circ$ летом), тогда как в западной области средние температуры января не превышают 10° . По сумме активных температур воздуха ($1400-1600^\circ$ и продолжительности вегетационного периода (110–125 дней) западносибирская южная тайга также уступает европейской. Оценки термического режима почв, которому в Западной Сибири традиционно уделялось внимание, показали, что тепловые ресурсы почв на 10–12% ниже в сравнении с соответствующими (под)зонами Европейской России. Среднегодовое количество осадков 400–500 мм, $K_{\text{увл}} = 1-1,3$.

Таким образом, почвообразование протекает не очень продолжительное время, в прохладных и влажных условиях.

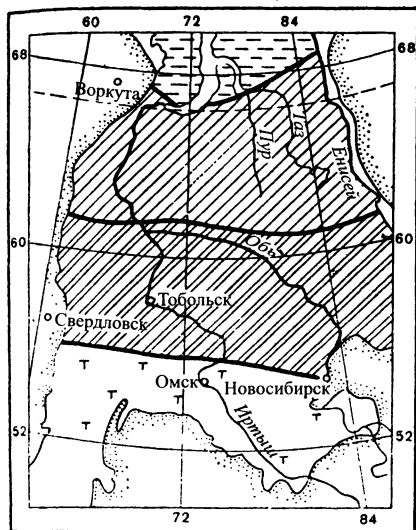
Леса тяготеют к дренированным участкам; в западной части основными лесообразующими породами являются ель и пихта, часто присутствуют кедр и лиственница, леса мохово-травяные. На востоке области распространены травяные березово-осиновые леса с сосной, темнохвойные породы встречаются в долинах. Центр области занят болотными комплексами знаменитых Васюганских болот. Степень распаханности в среднем составляет 2,7% (Почвенный покров..., 2001), вблизи крупных городов в речных долинах она достигает 10%.

7.4.2. Почвы и почвенный покров

Как и в северных таежных областях, почвы здесь резко разделяются по почвообразующим породам на группы, границы между которыми, как таксономические, так и пространственные, довольно резки. Состав групп примерно тот же: подзолы на песках, торфяные почвы и торфяники, дерново-подзолистые и дерново-глеевые на суглинках. Последняя группа заслуживает более подробного обсуждения, поскольку именно почвы на суглинках определяют почвенную специфику области.

Дерново-подзолистые почвы Западной Сибири всеми исследователями описываются как почвы с сильно дифференцированным профилем, почти повсеместным вторым гумусовым горизонтом,

Ранний голоцен



Средний голоцен

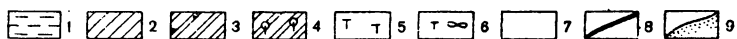
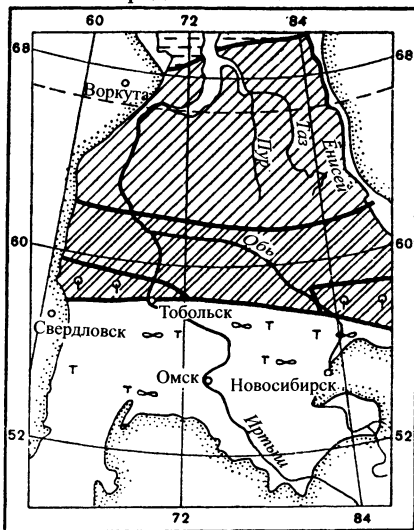


Рис. 7.8. Палеогеографические схемы голоцена Западной Сибири (по Нейштадту, Базилевич, 1965):

1 — тундра; 2 — темнохвойные леса; 3 — светлохвойные леса, сосново-березовые леса с кедром; 4 — сосново-березовые леса с липой; 5 — лесостепь, в составе лесов бореальные породы; 6 — лесостепь, леса березовые с широколиственными породами; 7 — степь; 8 — границы зон; 9 — граница Западно-Сибирской низменности

глубинной глееватостью, сильной и глубокой оподзоленностью. Причины последней объясняются либо унаследованностью свойств профиля в связи со смещениями зон в голоцене (рис. 7.8), либо остаточным осолодением, усиливающим дифференциацию профиля (Уфимцева, 1974). Глееватость почв отмечается всеми исследователями и является прямым следствием затрудненного дренажа в связи с рельефом, сложением материнских пород, климатическими режимами. Водный режим определяется как «промывной с признаками затрудненного внутрипочвенного стока» (Почвенный покров..., 2001).

Второй гумусовый горизонт, как и в других случаях, считается реликтом луговой стадии почвообразования, а его хорошей сохранности способствуют избыточное увлажнение и низкие температуры в почвах. При этих условиях он как бы консервируется, слабо нарушается гравитационными перемещениями растворов и суспензий, под лесом промерзает только в исключительно холодные зимы и мало подвергается воздействию микроорганизмов. Изучение почвенных катен подтверждает зависимость

мощности и выраженности ВГГ от степени гидроморфизма: с улучшением внутриверхнего дренажа он деградирует, сохраняясь в виде линз или фрагментов, расплывчатых пятен; светлеет за счет увеличения числа отмытых зерен. Дополнительными обстоятельствами, поддерживающими сохранность в почвах ВГГ, считаются тяжелый механический состав пород и карбонатность нижних горизонтов, свойственная многим дерново-подзолистым почвам (Добровольский и др., 1981).

Различия в свойствах второго гумусового горизонта, в том числе его сохранности, Н.А. Караваева объясняет тем, что исходными среднеголоценовыми могли быть разные почвы — аналоги серых лесных, черноземов, лугово-черноземных и луговых почв, т.е. ВГГ является реликтом не какой-то одной, а разных почв. Вместе с тем на его сохранность влияют процессы иллювиирования гумуса, как светлого современного в условно автономных почвах, так и темного — в современных глеевых и в среднеголоценовых почвах (Караваева, 1978).

В качестве фациальных особенностей химизма западносибирских дерново-подзолистых почв обычно называют высокое содержание гумуса в верхнем горизонте почв под лесом. Оно колеблется от 3–5 до 7–8%, причем большие значения отмечены на карбонатных и/или глинистых породах, а также в южной части области. В составе гумуса преобладают фульвокислоты (Сгк/Сфк равно 0,5–0,9), среди которых основной является фракция ФК-3. Во втором гумусовом горизонте гумус, как обычно, гуматный, с широким отношением Сгк/Сфк = 1,1–2,3 и с преобладанием фракции ГК-2. Реакция дерново-подзолистых почв слабокислая в верхнем горизонте и слабощелочная в карбонатном.

На суглинках, кроме дерново-подзолистых, широко распространены *дерново-глеевые почвы*, в том числе оподзоленные, иногда со вторым гумусовым горизонтом. Они связаны с карбонатными породами и высоким уровнем жестких грунтовых вод.

К песчаным породам приурочены *подзолы*, иллювиально-железисто-гумусовые и иллювиально-гумусовые глееватые и глеевые при затрудненном дренаже и бедности песков, а также слабо дифференцированные иллювиально-железистые почвы относительно сухих верхних частей песчаных грив на более богатых первичными минералами субстратах, напоминающие боровые пески восточной провинции европейской южной тайги.

Как и в таежной области, болота занимают значительные площади (см. табл. 5.7), самый крупный болотный ареал — Васюганский, отличающийся наиболее обширными массивами *олиготрофных болот* и самой большой мощностью торфяной залежи — до 10 м.

Таким образом, для почв и почвенного покрова области характерны следующие черты:

- сходство литолого-геоморфологических и отчасти климатических условий почвообразования с таковыми в бореальной области при господстве среди автономных почв дерново-подзолистых;
- преобладание почв со вторым гумусовым горизонтом среди дерново-подзолистых;
- высокая степень заболоченности.

7.5. ДАЛЬНЕВОСТОЧНАЯ ОБЛАСТЬ

7.5.1. Общая характеристика условий почвообразования

К Дальневосточной суббореальной муссонной области (Восточной буроземно-лесной, по почвенно-географическому районированию 1962 и 1983 гг.) относятся территории в бассейне нижнего Амура и Усури к югу от Зейско-Удской и к востоку от Зейско-Буреинской равнин. Они представляют собой среднегорные массивы с обрамляющими их низкогорьями и межгорными котловинами разных размеров (цв. ил. 21). В почвенном отношении область изучена довольно слабо, почти ничего не известно о почвах междуречья Уды, верховьев Буреи и низовьев Амура, образующих широкую переходную полосу к бореальным областям. Значительно больше сведений имеется о почвах Нижнеамурской и Суйфуно-Ханкайской депрессий, обрамляющих их низкогорий и хребта Сихотэ-Алинь. На основе этой не слишком большой информации сложился образ суббореальной области с такими же почвенно-географическими закономерностями, как в ареале «классических» западных буроземов, хотя и осложненными явлениями, связанными с муссонным климатом.

По характеру рельефа область разделяется на крупные горные массивы: Сихотэ-Алинь и Ям-Алинь-Буреинские горы, систему больших и малых депрессий (Среднеамурская, Суйфуно-Ханкайская, Эворон-Чукчагирская) — и низкогорья. К последним относится Нижнеамурское и полоса сопок к западу от хребта Сихотэ-Алинь. Ям-Алинь-Буреинская горная страна располагается на севере области, слабо изучена географами, состоит из крупных хребтов высотой до 2000–2300 м и глубоких межгорных впадин на высотах 250–500 м, заполненных мощными рыхлыми толщами и напоминающих впадины Забайкалья (Воскресенский, 1968).

Сихотэ-Алинь протягивается в меридиональном направлении на 1100 км единой системой с выровненными платообразными или куполовидными поверхностями на высотах 1300–1500 м, выше которых поднимаются лишь отдельные вершины, сложенные устойчивыми к денудации породами. Горные породы разнообразны, распространены кислые эффузивы и метаморфизованные осадочные породы с небольшими вкраплениями пород среднего и основного состава. На востоке располагается система вулканических плато, сложенных четвертичными базальтами. Крупные базальтовые покровы находятся на междуречьях Хунгари и Хора, Уссури и Суйфуна. На западной периферии хребта к ним примыкает полоса низкогорий — разобщенных блоковых структур под общим названием Синий хребет. Северным продолжением Сихотэ-Алиня на левобережье Амура считают Нижнеамурское низкогорье.

На равнинах выделяются три комплекса террас с абсолютными высотами от 100 до 400 м. Высокие неогеновые террасы отличаются наибольшей расчлененностью, имеют холмисто-увалистый рельеф и образуют переход к низкогорьям. Местами они сложены галечниками, встречаются на них и древние коры выветривания. Раннечетвертичные террасы с волнисто-увалистым рельефом сложены плотными бурыми глинами, генетически связанными с выветривающимися основными породами. На юге, в Приморье, обнаружены и красноцветные глины, что может объяснить высказывавшиеся иногда представления о ферсалиитном характере почв. Среднечетвертичные террасы также сложены глинами, но слабее расчленены, как и позднечетвертичные, в основе которых залегают озерно-аллювиальные глины. Материнские породы почти всех почв равнин имеют тяжелосуглинистый и глинистый состав.

Характерный элемент ландшафтов средних и низких террас Среднеамурской низменности — плоские горизонтальные поверхности с превышениями 5–10 м (рёлки), считающиеся древними береговыми валами или остатками надпойменной террасы Амура. Они сложены песками с гравием и выделяются растительностью: дубравами среди луговых или лугово-болотных сообществ.

Дубравы на рёлках представляют нижний лесной пояс. Древесный ярус с низкой сомкнутостью состоит из низкорослого монгольского дуба с примесью черной березы и развитым кустарниковым ярусом из леспедыцы и лещины. В травяном покрове участвует много лесных и луговых видов. Однако травостой дубовых лесов уступает пышным и красочным злаково-разнотравным лугам, кое-где еще сохранившимся на низких террасах. Дубравы встречаются и на останцовых массивах — сопках, нарушающих монотонность рельефа многих котловин. На основной

слабодренированной поверхности Среднеамурской низменности, особенно в ее северной и восточной частях, распространены мари — травяные и сфагновые листовничники, травяно-моховые болота с ерником и сырые осоково-вейниковые луга. Такое сочетание широколиственных лесов и «бореальных» болот отражает особенности климата. При 600–700 мм годовых осадков с летним муссонным максимумом и высокими летними температурами воздуха характерны холодные зимы с глубоким промерзанием почв и длительным сохранением мерзлоты в профиле, иногда до начала июня. Суммы активных температур 2200–2450°.

Для климатических условий южной Суйфуно-Ханкайской низменности характерны те же черты — жаркое влажное лето и холодная зима. Годовая сумма осадков даже выше (700–1000 мм), как и общие запасы тепла, что позволяет выращивать такие теплолюбивые культуры, как рис и соя, традиционные для Дальнего Востока России¹.

В качестве особой черты растительности Сихотэ-Алиня геоботаники отмечают сочетание неморальных (маньчжурских) и бореальных видов. Первые широко представлены в широколиственных и хвойно-широколиственных лесах, известных под популярным названием «уссурийская тайга». Состав древесного яруса исключительно разнообразен: амурский бархат, маньчжурский орех, ильмы, клены, липы, ясень, присутствуют лианы. Широколиственные разнотравные леса поднимаются до 500–600 м, следующий высотный пояс растительности образуют мохово-разнотравные или папоротниковые хвойно-широколиственные леса. Хвойные породы представлены в них кедром, на юге — черной пихтой. В интервале высот 700–1000 (1100) м находятся елово-пихтовые зеленомошные и багульниковые леса, сменяющиеся кедровым стлаником и пятнами кустарничковых тундр.

7.5.2. Почвы Среднеамурской и Суйфуно-Ханкайской котловин и Сихотэ-Алиня

Высокая продуктивность растительных сообществ и благоприятные гидротермические условия вегетационного периода способствуют повышенной интенсивности почвообразования, которое в то же время ограничивается глубоким зимним промерзанием и тяжелым гранулометрическим составом пород на равнинах.

Исследованиями 40–60-х гг. XX в. Ю.А. Ливеровского в Сихотэ-Алине и Ю.А. Ливеровского с Л.П. Рубцовой и В.И. Росли-

¹ В Европейской России рис выращивают в ареалах черноземов и каштановых почв.

ковой в котловинах было показано широкое распространение бурых лесных почв в условиях нормального дренажа. При затрудненном оттоке влаги формируются текстурно-дифференцированные почвы, морфологически напоминающие дерново-подзолистые или дерново-элювиально-глеевые. Ю.А. Ливеровский и Б.А. Зимовец предложили для них специальный термин «подбелы» по аналогии с подбурами и подзолами.

Бурые лесные почвы (буроземы) с обычным комплексом свойств формируются в двух различных ландшафтах: в низкогорьях под широколиственными и хвойно-широколиственными лесами и в котловинах под дубравами на рёлках (в последнем случае почвы могут быть оглеены в нижних горизонтах). Они имеют аккумулятивно-гумусовый горизонт мягкого лесного гумуса, насыщены или слабонасыщены основаниями.

Свойства буроземов изменяются с ухудшением условий дренажа в сторону развития поверхностного оглеения и дифференциации профиля. На делювиальных шлейфах, пологих склонах и седловинах, местами на относительно тяжелых породах в низкогорьях в профиле буроземов появляется осветленный подгумусовый горизонт, мощность которого и степень выраженности в нем глееватости сильно варьируют в зависимости от локальных условий. Эта закономерность, очень характерная для западных «классических» ареалов буроземов, неоднократно обсуждалась многими исследователями¹. Почвы с осветленным горизонтом названы в отечественной литературе *бурыми оподзоленными* или *буроземно-подзолистыми*. Как и во всех буроземах, в дальневосточных отчетливо проявляется влияние материнских пород; особенно контрастны свойства буроземов на гранитах и базальтах.

Свойства буроземов изменяются также в связи со сдвигом климатических условий почвообразования в сторону бореальных. С высотой и к северу типичные буроземы предгорий и низкогорий сменяются иллювиально-гумусовыми, которые первоначально именовались горно-таежными кислыми неоподзоленными, а затем Ю.А. Ливеровский назвал их буротаежными иллювиально-гумусовыми почвами. Они приурочены к высотному поясу темнохвойных лесов, травяных или моховых, т.е. появляются выше 600–800 м. Эти почвы отличаются от собственно буроземов наличием грубого гумуса, более кислой реакцией, активным биогенным захватом оснований в органогенном горизонте, ненасыщенностью основаниями, фульватным составом гумуса и высокой гумусированностью срединного коричневого

¹ Всесторонний анализ ряда буроземов с нарастающей дифференциацией профиля содержится в работах французских почвоведов и обобщен в учебнике Ф. Дюшофура «Основы почвоведения» (1970).

горизонта с мелкокомковатой структурой из простых округлых отдельностей, обогащенного оксалаторастворимым алюминием и железом. Позднее почвы были названы *иллювиально-гумусовыми буроземами*, что соответствует представлениям об усилении иллювиально-гумусовой составляющей альфегумусового процесса с увеличением влажности.

Иллювиально-гумусовые буроземы по распространению и признакам являются переходными между собственно буроземами и альфегумусовыми подбурами, которые сменяют их к северу и в высотном ряду. Они обладают широким спектром свойств и, по мнению их исследователей¹, не имеют ярко выраженных специфических горизонтов, в отличие от крайних членов ряда. Переходный характер почв и, как следствие, варьирование соотношений разных процессов объясняет известную неопределенность диагностики этих почв и различия в их генетической интерпретации. Она достаточно сложна за счет малой контрастности свойств почв и требует углубленных специальных исследований. Возможно, на основных породах более заметно преобладание «буроземных» свойств, на кислых — «альфегумусовых». В самом общем виде свойства и ареалы группы переходных почв иллюстрируются рис. 7.9.

Подбуры в поясе кедрового стланика чередуются здесь с примитивными, сухоторфяными почвами и гольцами. Недавними исследованиями Р.Г. Грачевой (1998) были показаны примеры нарушения этого правила в Сихотэ-Алине и объяснены его причины, соответствующие разным условиям протекания элементарных почвенных процессов. Так, торфянистые подбуры встречаются в нижнем горном поясе буроземов на каменистых отложениях с провальной фильтрацией и очень малым количеством мелкозема. Буроземы, в свою очередь, «проникают» в мир альфегумусовых почв по щебнисто-суглинистым субстратам, особенно среднего или основного состава. По мнению Р.Г. Грачевой, эутрофность субстрата компенсирует недостаток тепла, необходимого как для почвенных процессов, так и для существования термофильных растительных группировок. Подобные миграции почвенных ареалов вообще нередки в горах, а в Сихотэ-Алине им могут дополнительно способствовать и упоминавшиеся ранее пестрота химизма пород и смешение бореальных и неморальных элементов в растительности.

На низменностях основная поверхность плоских террас занята элювиально-поверхностно-глеевыми почвами со светлым

¹ Грачева Р.Г., Таргульян В.О. Макро- и мезоморфологическая диагностика почв и элементарных почвообразовательных процессов в ряду «бурозем-подбур» // Почвообразование и выветривание в гумидных ландшафтах. М., 1978. С. 103–121.

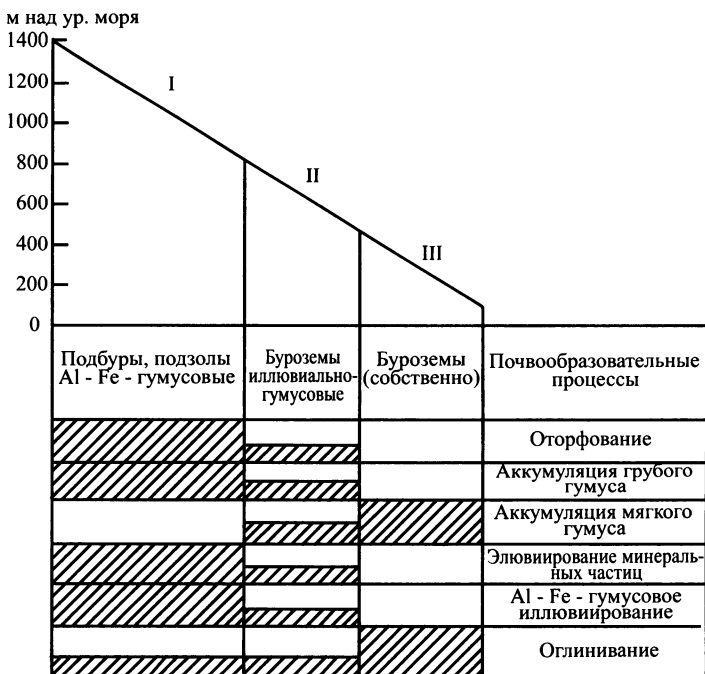


Рис. 7.9. Почвы и почвообразовательные процессы Среднего Сихотэ-Алиня (по Грачевой, 1978):

I — кедровые стланики, лиственничные редколесья, елово-каменноберезовые и елово-пихтовые леса; *II* — кедрово-еловые и кедровые моховые леса; *III* — кедрово-широколиственные леса

глеево-элювиальным горизонтом — подбелами. В зависимости от высотного уровня террас и, следовательно, возраста почв, подбелы разделяются на лесные на высоких террасах, луговые на средних и отчасти низких террасах (Ливеровский, Росликова, 1962). На последних широко распространены также луговые и лугово-болотные почвы, среди которых изредка встречаются осолоделые разности. По мнению Ю.А. Ливеровского и некоторых других исследователей, почвы разновозрастных террас образуют единый эволюционный ряд: луговые почвы → луговые подбелы → лесные подбелы.

Луговые, или гумусово-глеевые, почвы под мезофильными или сырыми лугами (например, на террасах озера Ханка) характеризуются ярко выраженным процессом гумусонакопления, несколько вуалирующим грунтовое оглеение нижних горизонтов и придающим особое своеобразие мерзлотным признакам. В гумусовых горизонтах луговых почв накапливается до 10–15% темного, преимущественно гуматного гумуса при мощности горизонта 20–50 см. Комковатая или зернисто-комковатая структура его

верхней части с глубиной сменяется своеобразной «икряной», или сегрегационной (по В.И. Росликовой), образование которой связано с криогенными процессами в гумусированной переувлажненной почве. Признаки осолодения, более свойственные прибрежным лугово-болотным почвам, чем луговым, устанавливаются в основном аналитически — по повышенному содержанию поглощенного натрия, а также подвижной SiO_2 .

Луговые подбелы наиболее характерны для террас среднего уровня и сочетают в себе признаки (остаточные?) лугового и элювиально-глеевого почвообразования. К первым относятся: темный гумусовый горизонт с высоким содержанием гумуса, но менее мощный, чем в луговых почвах, потечность гумуса, «икряная» структура, слабокислая до нейтральной реакция, слабая ненасыщенность. Хотя эти признаки обычно считают остаточными, унаследованными от луговых почв, они не противоречат и современному сочетанию факторов почвообразования, особенно для почв низких террас. Близкое залегание горизонтов грунтовых вод или верховодки при тяжелом гранулометрическом составе объясняет присутствие грунтово-глеевых горизонтов в нижних частях профиля.

Общие признаки луговых и лесных подбелов связаны с текстурной дифференциацией профиля и элювиальным оглеением. Горизонт накопления глины с кутанами иллювиирования обязателен в профиле всех подбелов. В луговых подбелах он залегает непосредственно под гумусовым или переходным гумусово-элювиальным горизонтом и выражен слабее, чем в лесных подбелах. Кроме глины часто мигрирует и гумус. Влияние материнских пород сказывается в относительно слабых преобразованиях сложения и структур глинистого материала почвенными процессами: прослеживаются черты исходной стратификации, кутаны приурочены к трещинам, новообразования железа представлены неконкреционными формами — пропиткой, пленками, слоистыми железисто-глинистыми кутанами. К признакам элювиального оглеения относится наличие конкреций в верхних горизонтах и накопление несиликатных соединений железа в средних.

Вместе с тем лесные подбелы отличаются характером гумусового горизонта (мощностью 10–20 см, буровато-серого, с элементами гумуса модер, фульватно-бурогуматного), наличием сплошного элювиально-конкреционного горизонта, более развитым глинистым текстурным горизонтом, но со следами иллювиирования гумуса, ослаблением признаков оглеения вниз по профилю. Общая мощность профиля составляет 1,5 м, что немного больше, чем у луговых подбелов. Мощность профиля ограничивается тяжелым механическим составом пород и дефицитом тепла.

Лесные подбелы обнаруживают типичный для всех текстурно-дифференцированных почв ход изменений основных свойств

по профилю. Они слабокислые, не насыщены основаниями, обогащены несиликатными формами железа. В луговых и лесных подбелах встречается одна общая особенность, не обнаруженная ни в каких других почвах: в нижней части иллювиального горизонта появляются ярко-белые точечные кремнеземистые новообразования, вероятно, результаты гидрогенной аккумуляции кремнезема. Их присутствие отражает региональную геохимическую специфику низменностей Среднего Приамурья: силикатно-гидрокарбонатный состав грунтовых вод.

Таким образом, в почвенном покрове области проявляются закономерности, свойственные зоне хвойно-широколиственных лесов.

- Смена почв происходит следующим образом: буроземы на горных склонах → бурые оподзоленные (буроземно-подзолистые) на шлейфах и пологих склонах → текстурно-дифференцированные почвы с элювиальным оглеением на плоских равнинах.
- В спектре вертикальных поясов Сихотэ-Алиня обычные буроземы сменяются грубогумусовыми иллювиально-гумусовыми, выше — подбурами; местами появляется гольцовый пояс.

Глава 8

СУББОРЕАЛЬНЫЕ ЛЕСО-ЛУГОВО-СТЕПНЫЕ ОБЛАСТИ

Равнинные лесо-лугово-степные области включают самую большую по площади Восточно-Европейскую, меньшую Западно-Сибирскую и совсем малую Дальневосточную (см. схему на с. 48). Характерные черты этих областей — сбалансированное атмосферное увлажнение (годовой $K_{увл} \leq 1$), сочетание лесных и травянистых сообществ, широкий спектр автономных (зональных) почв, преобладание мезоструктур как формы организации почвенного покрова, слабые признаки перераспределения педогенных карбонатов и содопроявления.

Автономные почвы трех равнинных лесо-лугово-степных областей разнообразны: три подтипа серых почв (светло-серые, серые и темно-серые) и три подтипа черноземов (выщелоченные, оподзоленные и типичные) в Восточно-Европейской области; к ним добавляются лугово-черноземные и черноземно-луговые, серые осолоделые в Западной Сибири (исключаются типичные черноземы); черноземовидные почвы прерий с луговыми подбелами на Дальнем Востоке. Почвы подчиненных позиций значительно

разнообразнее, чем в таежных и лесных областях, начиная от болотных, дерново-глеевых почв, луговых и кончая почвами засоленного ряда.

8.1. ОСОБЕННОСТИ ФАКТОРОВ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ И ТЕОРИИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЛЕСОСТЕПИ

Границы лесостепи определяются преимущественно на основании реконструкций растительного покрова, существовавшего в доагрикультурный период, так как в настоящее время 70–80% площади занимают пашни.

Выделение лесо-лугово-степных или лесостепных регионов и их дальнейшее подразделение различаются в геоботаническом, ландшафтном и почвенно-географическом районировании. Мы придерживаемся границ лесостепи, показанных на картах «Зоны и типы поясности...» (1999) и почвенно-географического районирования (1983). Различия в границах определяются не столько разнообразием факторов почвообразования или сложностью почвенного покрова, сколько разными почвенно-генетическими концепциями, следовательно, критериями выделения лесостепи.

Противоречивость взглядов на образование лесостепи и лесостепных почв проиллюстрируем двумя цитатами, отражающими приоритет рельефа или растительности в облике лесостепи: 1) «На идеально равнинном континенте, сложенном однородными суглинистыми породами, и при отсутствии суффозионно-эрозионных процессов не было бы зоны лесостепи...» (Пономарева В.В. // Бот. журн. 1970. № 4. С. 582); 2) Распределение почв в лесостепи зависит «...лишь от рода покрывающих их растительных формаций и их взаимной смены» (Коржинский С.И., 1887, цит. по: Тюрин И.В. Почвы СССР. Т. 1. М.; Л., 1939. С. 217).

Лесо-лугово-степные области располагаются в сравнительно узком интервале условий атмосферного увлажнения со среднегодовым $K_{увл} = 1-0,7$; увлажнение неустойчивое, с 40%-й вероятностью засушливости. Суммы осадков колеблются от 450 до 700 мм/год, средние температуры июля почти везде одинаковы (18,5...20°), в отличие от январских, изменяющихся от -10 на западе до -18 °С на востоке. Теплое и продолжительное лето обеспечивает значительные запасы тепла не только в атмосфере, но и в почве: суммы активных температур воздуха и слоя почвы 0–20 см оказываются близкими — около 2400°. Все автономные почвы, как показали результаты прямых наблюдений, подвержены глубокому сквозному промачиванию не реже чем 1 раз в 10 лет (типичные черноземы), и водный режим преобладающих автономных почв характеризуется как периодически промывной.

Оценивая современные климатические возможности почвообразования в лесостепи, можно подчеркнуть, что, с одной стороны, они практически оптимальны, с другой стороны, в них появляется новое качество. Именно в лесостепи изменяется роль увлажнения в строении почвенного покрова. В отличие от лесных территорий в лесостепи в целом не существует проблемы избыточного атмосферного увлажнения почв и характер почвенного покрова уже не зависит от соотношения в нем глееватых, глеевых текстурно-дифференцированных почв и «сухих» недифференцированных почв, не говоря уже о болотах.

В лесостепи расход почвенной влаги сбалансирован и даже небольшие отклонения от усредненного баланса приобретают значение для гумусонакопления, выщелачивания, лессиважа и других процессов, формирующих лесостепные почвы. Отсюда следует, что отдельные свойства почв, почвенные горизонты и, как итог, почвенные профили в их пространственной картине чутко реагируют на условия увлажнения («гигросенсорны», по Соколову), которые, в свою очередь, изменчивы в разных масштабах времени и отражаются растительностью. Растительности еще со времен С.И. Коржинского (см. цитату № 2), придается особое значение в пространственной смене почв, тем более, что она, на первый взгляд, контрастна: лес¹ ↔ луговая степь (или остепненный луг, что в данном контексте одно и то же).

Поскольку годовой $K_{увл}$ близок к единице, которая является формальной границей существования лесной растительности, леса тяготеют к позициям с наибольшим увлажнением. Ими могут быть междуречья, особенно высокие и плоские; склоны с литологической неоднородностью отложений и, следовательно, боковыми внутрпочвенными миграциями влаги; шлейфы. Склоны южной экспозиции, выпуклые и узкие водоразделы чаще бывают безлесными. По образному выражению В.В. Пономаревой, лесостепь по экологическим условиям существования лесных или травянистых ценозов подобна коромыслу весов, и малейший сдвиг от состояния равновесия вызывает локальную «экспансию» либо лесов, либо лугов (степей). Заметим, что причины этого сдвига далеко не всегда очевидны; в частности, леса при прочих равных условиях бывают приурочены к легким породам.

Повышенная чувствительность лесостепных почв к увлажнению объясняет внимание их исследователей не только к мозаике условий увлажнения в связи с современной растительностью и катенами, но и к климатическим ритмам более высокого порядка:

¹ Напомним, что, по существовавшим в течение большей части прошлого века представлениям, лес считался носителем подзолистого начала, луг — «дернового».

колебаниям климата в течение голоцена и его антропогенной динамике. В силу экотонного положения лесостепи климатические флуктуации приводили к господству на ее территории лесов во влажные периоды, степей — в относительно сухие.

Обсуждая генезис лесостепных почв с позиций динамики границы между лесом и степью, исследователи разделились на два лагеря. Многие поддерживают гипотезу С.И. Коржинского и Г.Н. Танфильева о смещении ландшафтных зон к югу в позднем голоцене, т.е. наступлении леса на степь и образовании серых лесных почв в результате деградации черноземов. В последние годы благодаря радиоуглеродным датировкам и специальным палеопедологическим исследованиям гипотеза была более обстоятельно аргументирована (Александровский, 1983, 2002). По мнению И.В. Тюрина, исходными могли быть также луговые почвы, которые эволюционировали в серые лесные при развитии лесной растительности и улучшении условий дренажа. Противоположная точка зрения высказывалась А.А. Завалишиным и А.А. Роде на основании детальных исследований гумуса, кислотности, поглощающего комплекса и валового состава серых лесных почв. Они рассматривались как результат процесса проградации, т.е. «очерноземливания» подзолистых почв, вследствие поселения степной растительности на месте лесов. Сведение леса, достигшее больших масштабов в историческое время на рассматриваемой территории, и распашка также вызывают смену условий почвообразования, которая оценивалась неоднозначно.

К представлениям о полигенезе лесостепных почв в результате динамики границы между лесом и степью позднее добавились теории гидроморфного происхождения некоторых лесо-лугово-степных почв на Русской равнине (в пределах низменностей) и большинства почв Западной Сибири (Ковда и др., 1966, 1973; Самойлова, 1981). Так, в лугово-черноземных, черноземно-луговых и луговых почвах, обычно сменяющих серые лесные почвы и черноземы на низких плоских равнинах, имеются явные признаки современного или прошлого влияния высокого стояния уровня грунтовых вод. В соответствии с представлениями В.А. Ковды об эволюции почв предполагается наличие признаков гидроморфизма в черноземах как свидетельство их гидроморфного прошлого. К сожалению, достаточно объективных критериев для разделения признаков современного и прошлого гидроморфизма пока не существует и палеогидроморфизм черноземов доказывается с позиций общей эволюции ландшафтов.

В изложенных эволюционных построениях противопоставляется вклад в почвообразование лесной и лугово-степной рас-

тельности, что не совсем справедливо, поскольку между ними невелики различия в объеме и типе биологического круговорота. Растительность подзоны лесостепи, как части широколиственно-лесной зоны, определена на карте «Зоны и типы поясности..» (1999) следующим образом: «луговые степи и злаково-разнотравные остепненные луга в сочетании с дубовыми, березовыми, осиновыми лесами; травяные болота».

Наиболее разнообразны по составу и строению широколиственные леса Русской равнины (цв. ил. 26), в Западной Сибири мелколиственные (осиново-березовые) леса сочетаются с остепненными лугами. В Дальневосточной области естественная растительность определена Ю.А. Ливеровским как «прериевидная лесостепь» (1974)¹. Сообщества остепненных лугов и луговых степей отличаются самой высокой биологической продуктивностью среди внетропических фитоценозов, высокой зольностью опада и его быстрой минерализацией. Различия между остепненными лугами и луговыми степями невелики в отношении тех их показателей, которые существенны для почвообразования: подземная фитомасса в 1,5–2 раза больше надземной, поступление мягкого зольного опада связано с сезонными циклами, хотя и не слишком жестко в силу высокого биоразнообразия фитоценозов. Характерно постепенное затухание вегетации к осени, период летнего полупокоя отсутствует в отличие от настоящих степей. В составе остепненных лугов преобладают разнотравье и корневищные злаки; луговых дерновинных злаков меньше. В луговых степях среди злаков доминируют степные дерновинные (ковыли, тонконог, типчак), но много и корневищных.

Рельеф лесостепных областей весьма далек от «идеально равнинного континента», хотя они и сложены «однородными суглинистыми породами» (см. цитату № 1). Пологоувалистый или грядово-холмистый эрозионно-аккумулятивный рельеф в большинстве областей определяет господство мезокатен с сочетаниями и вариациями как формами структуры почвенного покрова (цв. ил. 27). В сочетаниях реализуется тот большой набор почв, который свойствен лесо-лугово-степным областям. Однако отсутствие ясной приуроченности почв к элементам рельефа отмечал еще Г.Н. Высоцкий в 1906 г. при исследовании почв Тульских засек как частые «случаи аномалий, т.е. невязки характера почв и основных растительных формаций с условиями геотопографического характера»². Состав и сложность сочетаний, их контрастность, особенности почв аккумулятивных позиций в значительной мере

¹ Ливеровский Ю.А. Почвы СССР. М., 1974.

² Цит. по: Растительность и почвы Тульских засек / Под ред. С.А. Шобы. М., 2002. С. 9.

региональны при наличии одной общей тенденции: лучше дренируемые и часто более высокие позиции заняты более «северными» почвами. Формированию различий между почвами в сочетаниях и, напротив, сглаживанию различий в вариациях способствует эрозия.

В лесостепных областях велик эрозионный потенциал возвышенностей и эрозионных равнин; развитию эрозии на пахотных землях благоприятствует не только рельеф, но и лёссовый характер пород, а также высокая доля ливневых осадков¹.

Проявление эволюционных и климатических закономерностей в почвенном покрове равнинных лесо-лугово-степных областей обеспечивается однообразием материнских пород — лёссов, лёссовидных суглинков и глин различного происхождения. Они имеют довольно однородный механический состав и за редкими исключениями содержат карбонаты.

Таким образом, главные черты условий почвообразования в лесо-лугово-степных областях отражают их переходный характер между лесными и степными, который, по мнению И.В. Тюрина, заключается в чертах сходства со степью в отношении материнских пород и с лесом в отношении влияния естественной растительности.

8.2. ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ЛЕСОСТЕПНЫХ ПОЧВАХ

Свойства лесостепных почв часто разделяют на «лесные» и «степные». К первым относится горизонт иллювиирования глины и оподзоленность в разных ее проявлениях, ко вторым — темный и достаточно мощный гумусовый горизонт, кротовины и карбонатность в нижней части профиля (рис. 8.1) Первые присущи серым лесным почвам, вторые — черноземам. Ведущим почвообразовательным процессом в автономных почвах лесо-лугово-степных областей является *гумусонакопление*. Рассмотрим его проявление в почвах, в наибольшей степени отвечающих зональной комбинации факторов почвообразования, — серых лесных² и северных вариантах черноземов. Подзональные подтипы черноземов — оподзоленные, выщелоченные и типичные — рассматриваются как лесостепные, в отличие от степных или соб-

¹ По подсчетам Б. П. Ахтырцева (1982), на Среднерусской возвышенности эродированные почвы занимают 40–60% площади.

² Светло-серые лесные почвы, представляющие северный подтип серых лесных в классификации 1977 г., в новой классификации 1997 г. отнесены к дерново-подзолистым, и мы придерживаемся этого разделения.

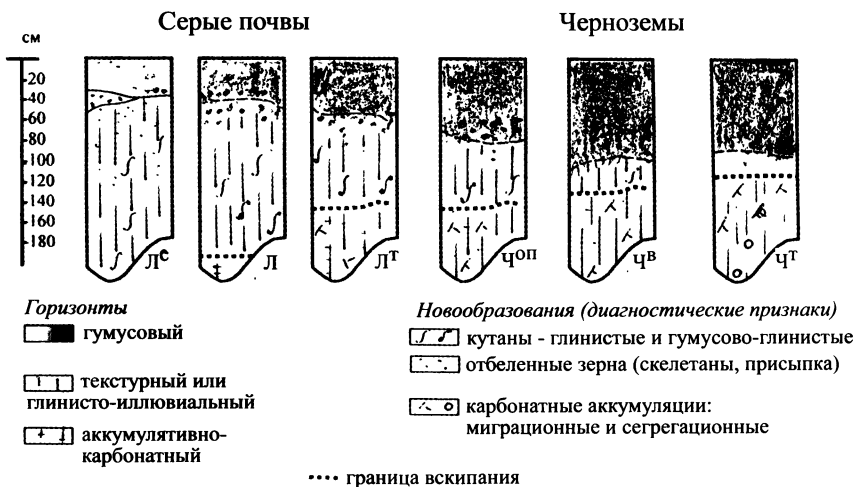


Рис. 8.1. Строение профилей и характерные свойства лесостепных почв.
Почвы: Л^с — светло-серая; Л — серая; Л^т — темно-серая; Ч^{оп} — чернозем оподзоленный; Ч^в — чернозем выщелоченный; Ч^т — чернозем типичный

ственно черноземов — обыкновенных и южных (Черноземы СССР, 1974).

Серые и темно-серые почвы отличаются высоким содержанием гумуса в темном аккумулятивно-гумусовом горизонте — до 6–8%, мощность которого составляет 20–40 см. В содержании гумуса и его профильном распределении прослеживается известный фациальный тренд, нарушаемый эрозией, распашкой, особенностями субстрата. Как и в случае дерново-подзолистых почв, он заключается в уменьшении к востоку мощности гумусового профиля при увеличении содержания гумуса в верхнем горизонте.

Вместе с тем гумусовый профиль серых почв отличается особыми чертами, которые в наиболее полной мере выражены в их европейском ареале. Состав гумуса был детально изучен В.В. Пономаревой, сформулировавшей на этой основе теорию современного образования серых лесных почв, отражающую в первую очередь их самобытность, а также переходный лесостепной характер и при этом известное сходство с дерново-подзолистыми почвами со вторым гумусовым горизонтом.

В.В. Пономарева выделяет в составе гумуса компоненты, генетически связанные как с лесными, так и со степными режимами. К первым относятся фульваты алюминия и железа и бурые гуминовые кислоты, ко вторым — гуматы Са, т.е. серые почвы содержат формы гумусовых соединений почв подзолистого и черноземного типов. Участие последних в составе гумуса возрастает к югу ареала серых почв. Фракции фульвокислот в этих почвах

качественно иные, чем в северных: в серых лесных они не агрессивны и связаны с глинами. Многокомпонентность состава гумуса серых лесных почв сопровождается их резкой дифференциацией по профилю: в аккумулятивно-гумусовом горизонте относительно накапливаются бурые гуминовые кислоты, в текстурном — фульвокислоты и гуминовые кислоты третьей фракции (связанные с глинистыми минералами). Наиболее широкое отношение $S_{гк}/S_{фк}$ приходится на нижнюю часть гумусово-аккумулятивного горизонта. Для серых почв характерны темные гумусовые аккумуляции в нижней части профиля, образующие «зеркала», или «лаки», на гранях призматических отдельностей или заполняющие полости между ними.

Дальнейшими исследованиями на более широком спектре почв были подтверждены многие положения В.В. Пономаревой, касающиеся сложности гумусового профиля. Так, И.С. Урусевская с соавторами (2000) подчеркивает устойчивость признака увеличения отношения $S_{гк}/S_{фк}$ в оподзоленной нижней части гумусового горизонта во всех серых почвах. Однако число сторонников теории современного происхождения второго гумусового горизонта и обязательности его присутствия в профиле серых лесных почв несколько уменьшилось со времен В.В. Пономаревой.

Свойства лесостепных черноземов наиболее ярко представлены и подробно изучены на примере курских черноземов — выщелоченных и типичных (цв. ил. 28). Гумусовый профиль лесостепных черноземов независимо от его мощности и содержания гумуса подразделяется на 2 части. Верхняя часть очень равномерно и интенсивно прокрашена гумусом, она генетически связана с максимальной концентрацией корней трав. В естественных почвах ее мощность составляет 20–40 см, структура зернистая или комковато-зернистая, многопорядковая, с большой долей копролитов дождевых червей, образована сложными водоустойчивыми агрегатами, разделенными многочисленными извилистыми порами упаковки (цв. ил. 29). Объемная масса 0,9–1,1 г/см³. Малое количество сильно разложившихся растительных остатков и темная глинисто-гумусовая плазма являются характерными микроморфологическими признаками степного мюллевого гумуса (рис. 8.2). Именно такой облик гумусового горизонта считается «визитной карточкой» чернозема и соответствует комплексу «степных» элементов в факторах почвообразования.

В нижней части гумусового горизонта, начиная примерно с 40–50 см и глубже, отмечаются признаки подвижности гумуса в виде буровато-серых расплывчатых пятен, напоминающих пропитку, слегка более темных граней некоторых агрегатов по сравнению с их центральными частями. Микроморфологически подвижность гумуса диагностируется здесь присутствием темных

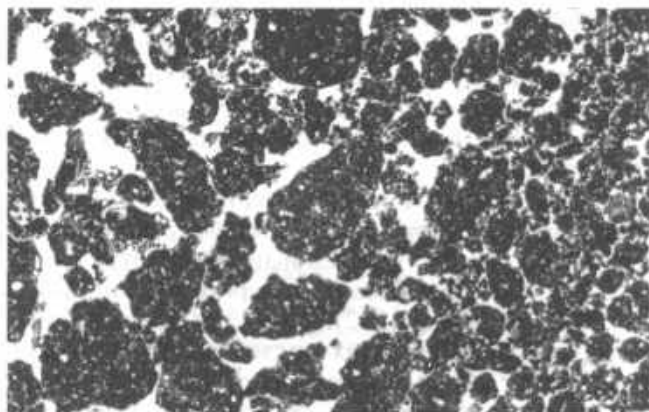


Рис. 8.2. Микростроение верхней части гумусового горизонта чернозема

гумусовых слоев в составе немногочисленных тонких иллювиальных кутан.

В составе гумуса в верхней части аккумулятивно-гумусового горизонта, по данным всех исследователей, преобладают гуминовые кислоты, а среди них вторая фракция. Содержание гуминовых кислот в верхнем полуметре одинаково во всех черноземах, что, по мнению И.И. Лебедевой, свидетельствует о «достаточности» климатических условий для формирования зрелого черноземного гумуса. Различие в величинах отношения Сгк/Сфк между черноземами определяется долей фульвокислот и закономерно изменяется от 1,4 в оподзоленных и выщелоченных подтипах до 2 в типичных. В нижней части гумусового профиля отношение Сгк/Сфк сужается до 1–0,8.

Признаки подвижности гумуса рассматриваются как показатели условий лесостепного почвообразования в соответствующих черноземах (Черноземы СССР, 1974; Лебедева, 1992), генетически связывающие их с серыми почвами. Зона подвижности гумусовых веществ в профиле лесостепных черноземов соответствует традиционным представлениям об обязательном переходном бескарбонатном горизонте в выщелоченных и оподзоленных черноземах как членах классического ряда подзональных подтипов. К сожалению, диагностика этого явления осложнена почвенной фауной, в первую очередь крупными роющими животными (кротами и слепышами), привносящими в бурый горизонт темный гумусовый материал из верхнего горизонта (цв. ил. 30). В меньших масштабах, но в том же направлении действуют дождевые черви, для которых вертикальные миграции особенно важны в связи с сезонными гидротермическими циклами. В результате

старые кротовины и ходы червей сильно затрудняют выявление пятен гумусовой пропитки. Тем не менее постепенность перехода от аккумулятивно-гумусового горизонта к нижележащему, как более общее явление, считается характерным признаком, отделяющим лесостепные черноземы от степных с их резкой границей между горизонтами.

Лесостепные почвы, и серые и черноземы, характеризуются большей или меньшей *текстурной дифференциацией профиля*, которую многие считают унаследованной от текстурно-дифференцированных почв атлантического периода голоцена (Александровский, 1983; Лебедева, 1992). Процессы лессиважа, судя по данным микроморфологических исследований, продолжаются и в настоящее время. Несомненно, в силу климатических условий дифференцированность профиля по илу резче выражена в серых почвах, чем в черноземах: Кд для серых почв больше 1,4, для черноземов — меньше. Так, в оподзоленных черноземах он в среднем составляет 1,3, в выщелоченных уменьшается до 1,2 одновременно с сокращением доли почв без текстурной дифференциации профиля (Лебедева, 1992).

Текстурная дифференциация профиля лесостепных почв, как правило, сопровождается признаками элювирования при отсутствии собственно элювиального горизонта. В серых почвах выделяется гумусово-элювиальный горизонт как характерный компонент их профиля, в черноземах элювирование, или оподзоленность, проявляется в виде «седоватости» — белесых песчинок на гранях темных ореховато-комковатых агрегатов в нижней части аккумулятивно-гумусового горизонта.

Наконец, еще одна группа почвенных процессов, связанная с *миграциями карбонатов*, имеет подчиненное значение в серых почвах, преимущественно в темно-серых, и характерна для черноземов. Общие черты карбонатного профиля лесостепных черноземов — преобладание миграционных форм педогенных карбонатов, относительно глубокое залегание максимума карбонатных аккумуляций и динамичная верхняя граница вскипания. К миграционным формам относятся налеты, трубочки, псевдомицелий (Лебедева, Овечкин, 1975); амплитуда колебаний глубины вскипания составляет 5–15 см.

Механизмы формирования карбонатного профиля лесостепных черноземов были детально изучены Е.А. Афанасьевой (1966), И.И. Лебедевой и С.В. Овечиным (1975, 1983) в связи с режимами влажности. Так, многолетние наблюдения Е.А. Афанасьевой в Стрелецкой степи под Курском показали ясные зависимости между профильным распределением гумуса и подземной фитомассой, сезонной динамикой CO_2 в почвенном воздухе и диапазоном колебаний верхней границы горизонта аккумуляции карбонатов (рис. 8.3). Накопление CO_2 при активной вегетации трав в начале

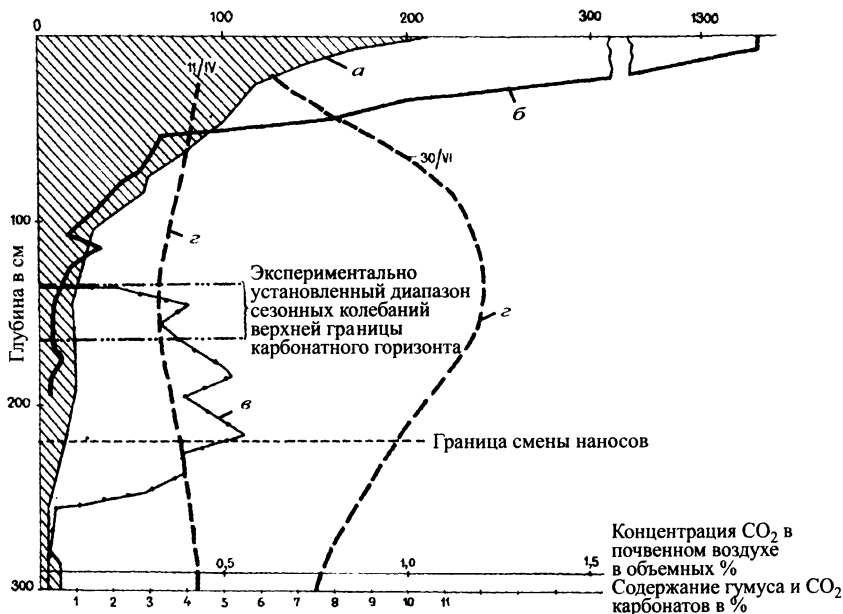


Рис. 8.3. Гумусовый и карбонатный профили чернозема (по Афанасьевой, 1966): *a* — содержание гумуса, % от массы почвы, *b* — содержание корней, г/м², *v* — содержание CO₂ карбонатов, % от массы почвы, *z* — концентрация CO₂ в почвенном воздухе, % от объема

лета в средней части профиля еще прохладной и влажной почвы приводит к мобилизации карбонатов и их восходящим миграциям вслед за наступающим иссушением верхних горизонтов. К осени на этой глубине влажность уменьшается до наименьшей влагоемкости, температуры повышаются, поступление углекислого газа сокращается и на стенках пор осаждаются нормальные карбонаты. После зимнего затухания большинства процессов вновь повторяется весенне-летне-осенний цикл миграций карбонатов.

Рассмотренные свойства лесостепных черноземов послужили основанием для определения их в «Классификации...» (1997) как глинисто-иллювиальных оподзоленных (объединивших традиционные подзональные подтипы оподзоленных и выщелоченных) и миграционно-мицелярных (подзональный подтип типичных).

Известное высказывание И.В. Тюрина о максимальном «расцвете» черноземного процесса в типичных черноземах подтверждается такими выразительными свойствами их, как высокое содержание гумуса и мощность гумусового профиля, прекрасная зернистая структура, полная насыщенность поглощающего комплекса, высокая биогенность, максимальное естественное плодородие и т. д. Именно типичный курский чернозем был назван «царем почв».

8.3. ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ОБЛАСТЬ

Одна из наиболее глубоко изученных в почвенном отношении и сильно измененных человеком Восточно-Европейская область представляет собой «классическую» лесостепь, где отчетливы широтно-зональные и провинциальные тренды в почвенном покрове, существенно влияние мезорельефа на его строение, а пространственное распределение лесных и степных сообществ позволило разработать несколько гипотез происхождения лесостепи и ее почв. Границы лесостепи и ее подзон почвоведы и геоботаники проводят по-разному.

8.3.1. Условия почвообразования

В пределах лесостепи различают 3 субгоризонтальных полосы, или подзоны: северную, среднюю и южную, им теоретически могли бы соответствовать 3 подтипа серых лесных почв (если бы поверхность была идеально ровной). Более распространенным является разделение на 2 субширотные части: северную и южную лесостепь с разным в прошлом соотношением широколиственных лесов и травянистых сообществ. В этом случае почвоведы предлагают разные варианты соответствующих подтипов почв. По И.С. Урусевской (1963), северная полоса имеет подтипы: светло-серые лесные, серые лесные, темно-серые лесные, а южная — серые лесостепные и темно-серые лесостепные. Близкого мнения придерживается Б.П. Ахтырцев (1979), предлагая выделять серые лесные и лесостепные почвы на уровне подтипов, а разделение на светлые, «средние» и темные рассматривать на уровне вида (по содержанию гумуса).

Разделение на зоны широколиственных лесов и лесостепи принято на новой карте растительности (Зоны и типы поясности..., 1999), и мы ему следуем, отмечая некоторые различия в устройстве почвенного покрова, но не привязывая жестко типы и подтипы почв к тем или иным зонам или подзонам. Как подчеркивает и сам Б.П. Ахтырцев, главной закономерностью строения почвенного покрова являются «микрзоны склонов», т.е. топоряды почв, которые имеют некоторую подзональную специфику. Так, в северной лесостепи в составе почвенного покрова большую роль играют серые почвы, в южной — комбинации черноземов и серых почв.

Значительные площади в области занимают возвышенности и высокие равнины. Среднерусская возвышенность — наиболее обширная и разнообразная в отношении рельефа и слагающих ее осадочных пород, среди которых много известняков и долами-

тов, вскрывающихся в эрозионных формах. Рельеф возвышенности древнеэрозионный, равнинно-увалистый, с плоскими или выпуклыми междуречьями, пологими и покатыми склонами. Абсолютные высоты колеблются в пределах 200–250 м; возвышенность сильно расчленена балками и оврагами, речными долинами. Почвообразующими породами служат покровные суглинки, местами — элюво-делювий плотных осадочных пород. Суглинки бывают представлены собственно лёссовидными и опесчаненными, что влияет на распределение почв (Агроэкологическое состояние черноземов ЦЧО, 1996).

Для Приволжской возвышенности на фоне значительного расчленения и больших абсолютных высот (до 320 м) характерны останцовые гряды и плато, сложенные опоками и песчаниками; более низкие поверхности перекрыты четвертичными отложениями разного генезиса и состава. Камско-Заволжское плато характеризуется столово-увалистым рельефом и неоднородностью слагающих его пермских пород — доломитов, мергелистых глин, пестроцветных мергелей, которые наряду с покровными лёссовидными суглинками служат почвообразующими породами. К лесостепной области относится северная часть Сыртового Заволжья — обширных междуречных равнин, расчлененных реками и балками на вытянутые плоские увалы («сырты»), перекрытые глинами.

Низменная Окско-Донская равнина сложена с поверхности ледниковыми и покровными отложениями, слабо расчленена¹, местами встречаются суффозионные западины на междуречьях. Глубина западин не превышает 1,5 м, диаметр — от 30–40 до 200–400 м. Грунтовые воды слабо минерализованы и подходят близко к поверхности. Равнины представлены также древними Волжскими террасами в Низком Заволжье, обширными песчаными зандровыми низинами в долинах Оки, Протвы, Жиздры на западе, Дона, Воронежа и Оскола в центре, Суры и Алатыря на востоке области. Многие песчаные равнины являются продолжением полесий лесной области.

Климат лесостепной области умеренно континентальный, с нормальным или недостаточным увлажнением. Сумма температур выше 10 °С составляет 2400–2700°, в северо-западной части выпадает 500–550 мм осадков, в юго-восточной — 450–500. Почвы глубоко прогреваются, но и промерзают, их водный режим определяют как периодически непромывной (см. табл. 5.3). Территория сильно освоена; например, в северо-западной части Среднерусской провинции леса занимают 20–30% и только 8% площади в южной лесостепи (Почвенный покров..., 2001).

¹ Воронежские географы называют ландшафт низменности «плоскоместьем».

8.3.2. Особенности почвенного покрова и почв

Как уже говорилось, главным фактором дифференциации почвенного покрова суглинистых территорий является рельеф. Структуры почвенного покрова представлены почти исключительно сочетаниями и вариациями, причем комбинации почв внутри них различны. Как тенденция отмечается «сдвиг» в сторону серых почв в северной и северо-западной частях области при опесчаненности суглинков, а также на более расчлененных, высоких или водораздельных участках (Урусевская, 1963; Ахтырцев, 1979; Лебедева, 1992; Агроэкологическое состояние..., 1996). Черноземы тяготеют к плоским низким поверхностям и к тяжелым породам, возможно, и к случаям подстилания суглинков более тяжелыми отложениями. Литологическая неоднородность суглинистых материнских пород неоднократно отмечалась в литературе, причем граница между слоями находится на глубине от 1 до 2,5 м, а различия обычно не превышают одной градации гранулометрического состава.

Приуроченность более «оподзоленных» почв, т.е. почв с осветленными пятнами или седоватостью по граням отдельностей, относимых по «Классификации и диагностике почв» (1977) к светло-серым или серым оподзоленным, объясняется соотношением радиальной и латеральной миграции в катенах. На междуречьях при относительно заторможенном оттоке влаги преобладает радиальная миграция с элементами если не застоя влаги на литологическом контакте, то ее замедленной фильтрации, что способствует развитию элювиирования. Латеральная миграция в почвах склонов обогащает их тонкодисперсным органическим веществом и минеральными частицами в верхних горизонтах профиля при ослабленной элювиально-иллювиальной дифференциации, что сближает почвы с серыми или темно-серыми. В некоторых случаях, напротив, относительно энергичный отток влаги в почвах на перегибах склонов или при больших уклонах кровли слабопроницаемых горизонтов (слоев) создает эффект осветления и почвы приобретают признаки «оподзоленности». В результате образуется иная последовательность: от более «южных» почв верхних частей катен к «северным» почвам склонов и даже их подножий.

В соответствии с фаціальными изменениями климата с запада на восток изменяются свойства почв. *Серые лесные почвы* (включая *светло-серые* и *темно-серые*) центральных («эталонных») и западных провинций при прочих равных условиях отличаются от аналогичных почв восточных провинций более мощным и менее дифференцированным профилем, меньшим

содержанием гумуса при более глубоком его проникновении в минеральную толщу. В самых западных вариантах серых почв как следствие теплого и достаточно влажного климата иногда отмечают протекание процессов внутрпочвенного выветривания, что придает этим почвам черты, переходные к западным буроземам. В гидротермических условиях формирования бурых и серых лесных почв Ю.А. Ливеровский находил общие черты, а различия между почвами связывал с разной степенью континентальности климата.

Принято считать, что провинциальные изменения свойств *северных подтипов черноземов* проявляются в их гумусовом профиле. Они заключаются в том, что с запада на восток уменьшается мощность гумусовых горизонтов и увеличивается содержание гумуса в верхнем горизонте, что легко объясняется разной степенью континентальности климата и соответствует идее термических фациальных подтипов. Н.Н. Розов приводит следующие значения для выщелоченных и оподзоленных черноземов Среднерусской и Приволжской возвышенностей по содержанию гумуса и мощности гумусового горизонта: 6–9% и 65–95 см; 10% и 60 см соответственно (Почвы СССР, 1939). Однако обработка значительных массивов информации в последнее время не подтвердила эту закономерность¹.

Фациальный тренд изменения содержания гумуса в верхнем горизонте с запада на восток нарушается антропогенными воздействиями, а также свойствами материнских пород. Как правило, содержание гумуса меньше на легких породах, а длительное и интенсивное сельскохозяйственное использование приводит к потере гумуса (дегумификации), что сглаживает возможные исходные различия, отмечавшиеся В.В. Докучаевым и Г.М. Туминым. Сравнение современных данных по количеству гумуса в почвах четырех провинций — Украинской, Среднерусской, Окско-Донской и Заволжской, проведенное И.И. Лебедевой (2000), не выявило достоверных различий в этом отношении для каждого из подзональных подтипов черноземов. Менее дискуссионным является фациальный тренд в изменениях мощности гумусовых горизонтов, хотя и он тоже подвергается сомнениям в связи с указанными выше причинами, а также с разными критериями определения мощности гумусированной толщи. Нижняя граница гумусового профиля определяется иногда по глубине проникновения отдельных гумусированных языков либо по ослаблению общей прокрашенности гумусом. В то же время количественные критерии, принятые разными исследователями, не всегда совпадают:

¹ Лебедева И.И. Современные гумусовые аккумуляции в черноземах Русской равнины // Современные проблемы почвоведения. М., 2000.

используется величина 1% гумуса либо 1,7–2%, что ограничивает адекватность оценок мощности гумусового профиля.

Рассмотренные выше причины разного состава катен в сочетании с пространственной неоднородностью почвообразующих пород определяют сложность почвенного покрова возвышенностей.

Центральная, наиболее высокая и расчлененная часть Среднерусской возвышенности имеет довольно разнообразный почвенный покров, слагающийся сочетаниями серых лесных почв и черноземов. Состав сочетаний различен, хотя отмечается приуроченность светло-серых и серых почв к водоразделам, выпуклым или сильно расчлененным склонам, поросшим байрачными дубравами. Значительно участие серых почв и на севере возвышенности, в полосе «засек». К югу, между Орлом и Курском, в условиях менее резко выраженного эрозионного рельефа сочетания с участием серых почв уступают место однородным ареалам выщелоченных и типичных мощных черноземов. Почвенный покров сильно нарушен эрозией, промышленными разработками: уменьшились запасы гумуса в черноземах, ухудшилось их структурное состояние (Агроэкологическое состояние..., 1996). Почвы с признаками повышенного увлажнения (лугово-черноземные и черноземно-луговые) встречаются в западинах. В почвенном покрове западных отрогов Среднерусской возвышенности серые лесные почвы не образуют крупных сплошных ареалов, светло-серые почвы почти отсутствуют, а основной фон создается средне- и малогумусными сверхмощными черноземами. Темно-серые лесные почвы занимают лишь крутые, изрезанные оврагами склоны.

Окско-Донская равнина отличается наихудшими условиями дренажа во всей области, и здесь наряду с типичными черноземами широко распространены лугово-черноземные, черноземно-луговые и луговые осолоделые и солонцеватые почвы. Западины заняты солодами.

На Приволжской возвышенности разнообразию лесостепных почв дополнительно способствуют пестрота материнских пород и сильная расчлененность рельефа. Так, в северной части возвышенности еще В.В. Докучаевым были описаны выщелоченные глинистые черноземы с повышенным вскипанием (черноземы плато, пологих склонов, долинные); на глинах встречаются и типичные тучные черноземы, причем некоторые из них были обнаружены под дубравами. В ареалах черноземов на глинах подчиненные позиции заняты оподзоленными черноземами и темно-серыми почвами на лёссовидных суглинках. В северной части возвышенности соотношение между почвами иное и на основ-

ных поверхностях сменяют друг друга три подтипа серых почв, а черноземы спускаются в долины. Влиянием пород объясняется преобладание серых почв на песчанистых опоках, а черноземов — на известняках в восточной, сильно расчлененной Приволжской полосе.

В северной части Камско-Заволжского плато распространены смешанные леса с участием ели и пихты с серыми лесными почвами, образующими закономерные ряды от светло-серых и серых на высоких позициях рельефа до темно-серых и черноземов на пологих склонах. Вместе с тем И.В. Тюрин, детально исследовавший почвы в районе Казани, считает наиболее характерными светло-серые почвы. К северу лесостепные почвы на бескарбонатных суглинках переходят в дерново-подзолистые, так что Н.Н. Розов выделял в бассейне Вятки даже «серые подзолистые» почвы (1939). В южной части плато серые почвы встречаются отдельными пятнами среди черноземов. На выходах пестроцветных пермских пород серые лесные почвы наследуют окраску породы, что послужило причиной их местного названия «коричневые лесные» почвы. На мергелистых глинах формируются тяжелые почвы с повышенным вскипанием, называемые серыми остаточно-карбонатными.

Типичные «долинные» черноземы были описаны на древних волжских террасах. Их специфика заключается в высокой гумусированности, слабой выщелоченности и оподзоленности, динамичности карбонатов, перерывности землероями.

Особое место среди лесостепных черноземов занимают *предкавказские* на тяжелых суглинках и глинах. Они распространены на крайнем юге Азово-Кубанской равнины, на наклонной Кубанской подгорной равнине и в полосе холмистых предгорий, образуя как бы первую ступень в спектре вертикальных почвенных зон; с высотой они сменяются серыми лесными почвами. В ряду традиционных подзональных подтипов черноземов предкавказские лесостепные черноземы относят к выщелоченным и типичным. Оба подтипа характеризуются своеобразным гумусовым профилем с высокой его мощностью и невысоким содержанием гумуса в верхней части. Гумусовая прокраска прослеживается в среднем до 140 см в типичных черноземах и до 147 — в выщелоченных (Черноземы СССР (Предкавказье и Кавказ), 1985), что отражается дополнительным названием почв «глубокие». Содержание гумуса в пахотном горизонте составляет 4–6%, а падение его количества с глубиной происходит постепенно. Теплый и влажный климат определяет высокую населенность черноземов почвенными животными. Тяжелый гранулометрический состав черноземов унаследован ими от породы, хотя рядом исследователей

высказывается предположение об оглинивании, причем более определенно для выщелоченных черноземов, чем для типичных.

В карбонатном профиле типичных черноземов выделяется зона вскипания с глубины 60–90 см, где присутствуют миграционные формы карбонатов в виде плесени, сменяющиеся ниже мягкой белоглазкой. В выщелоченных черноземах карбонаты появляются глубже 1,5 м и их количество быстро увеличивается с глубиной. В нижних горизонтах обоих подтипов встречаются марганцево-железистые конкреции. Лесостепные предкавказские черноземы, как и степные, полностью распаханы.

В пределах Закубанской равнины, преимущественно на террасах Кубани, встречаются небольшие ареалы выщелоченных слитых черноземов на глинах, генезис и свойства которых объясняют их гидроморфным прошлым (Зонн, 1950; Блажний, 1959; Быстрицкая, Тюрюканов, 1971). Слитым черноземам свойственна очень темная окраска гумусового горизонта при средней мощности 137 см и содержании гумуса 5,3%, наличие слитого горизонта с глубины 20–40 см, глубокая выщелоченность от карбонатов — в среднем 173 см, присутствие журавчиков и железистых конкреций в сочетании с оливковым оттенком подгумусовых горизонтов (Черноземы СССР..., 1985).

На террасах крупных рек (Дона и его притоков, Воронежа, Хопра, Суры и Алатыря) встречаются крупные песчаные массивы с эоловым рельефом под сложными сосняками с участием широколиственных пород. Отсутствие морфологических признаков оподзоленности, развитый гумусовый горизонт определили название почв «дерново-боровые». От боровых песков лесных областей они отличаются большей гумусированностью, что связано с наличием широколиственных пород, а также кустарникового и травянистого ярусов в сосновых лесах.

Таким образом, к характерным особенностям почвенного покрова Восточно-Европейской области относятся:

- различия в сложности и составе почвенного покрова между возвышенностями и низкими равнинами;
- зависимость распределения разных вариантов серых почв и черноземов на возвышенностях от условий рельефа (в случае достаточно большой мощности покровных отложений);
- наличие разных и не всегда отчетливых закономерностей в распределении черноземов и серых почв на возвышенностях в отдельных частях области;
- тенденция к преобладанию серых почв в западных и северо-восточных частях области и приуроченности к легким породам и сильно расчлененным междуречьям в отличие от чер-

- ноземов, тяготеющих к восточным и юго-восточным районам, а также ровным и глинистым участкам;
- пестрота почвенного покрова за счет материнских пород на Приволжской возвышенности, Заволжско-Камском плато, в меньшей мере — на Среднерусской возвышенности;
 - ограниченное распространение переувлажненных почв.

8.4. ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ОБЛАСТЬ

Лесо-лугово-степные ландшафты Западной Сибири протягиваются узкой полосой с запада на юго-восток от Урала до Оби и Салаира. Несмотря на континентальность климата, лесо-лугово-степной области, как и таежно-лесной в пределах Западно-Сибирской низменности, свойственна сильная заболоченность в связи с плоским рельефом, слабым развитием поверхностного стока, близким залеганием уровня грунтовых вод, низкой фильтрационной способностью суглинистых толщ, слагающих Западно-Сибирскую равнину. Характерными чертами Западно-Сибирской лесо-лугово-степной области в почвенно-геохимическом отношении являются широкий спектр автономных и подчиненных почв, заболоченность в сочетании с засолением, преимущественно содовым (Базилевич, 1965).

8.4.1. Условия почвообразования

Суровость климата сказывается в глубоком промерзании почв (до 1,5 м) и длительном нахождении их в мерзлом состоянии (до 5 месяцев), сумма активных температур 1800–2000°. Среднегодовая сумма осадков составляет 360–400 мм при $K_{\text{увл}}$ около 0,8. Повторяемость засушливых лет 15–20%, максимум осадков приходится на лето.

Равнинный рельеф с большим или меньшим развитием микро- и мезоформ характерен почти для всей территории лесостепной области. Основная площадь занята типичной для внеледниковой части Западно-Сибирской низменности плосковолнистой озерно-аллювиальной равниной. Междуречье Ишима и Иртыша отличается исключительно низкой дренированностью, обилием замкнутых бессточных западин, т.е. разнообразием форм микро- и мезорельефа с комплексами и сочетаниями почв. Заболоченность, помимо рельефа, связана с высоким уровнем минерализованных грунтовых вод гидрокарбонатно-щелочного состава, уровень которых находится в среднем на 4–5 м, но сильно колеблется

по сезонам (Почвенный покров..., 2001); не заболочены лишь узкие полосы вдоль речных долин.

Лощинно-гривистый рельеф типичен для центральной приишимской и восточной частей области — полузамкнутой Барабинской низменности; здесь, кроме грив, особенно много суффозионных западин, озер и болот. Максимальные размеры высоких грив (до 10 м) составляют 20 км в длину и 1 км в ширину, форма прямая или ветвящаяся; гривы сложены суглинками и супесями, содержат прослойки песка и гравия и обычно отличаются от межгривной равнины более легким механическим составом отложений. Среди материнских пород преобладают суглинки и супеси, песков мало (Елизарова и др., 1999).

Помимо плоских слабонаклонных низких равнин в область входят возвышенные равнины, расположенные в ее восточной части и протягивающиеся узкой полосой на западе. Зауральское эрозионное плато простирается с севера на юг к западу от Тобола, оно сложено палеозойскими морскими породами, перекрытыми щебнисто-глинистыми элювиальными и элювиально-делювиальными отложениями, среди которых встречаются глинистые пестроцветные коры выветривания. Плато имеет холмисто-увалистый эрозионный рельеф, долины выполнены карбонатными суглинками. По сравнению с остальной частью территории Зауралья отличается хорошей дренированностью и наибольшей лесистостью.

Восточная часть Западно-Сибирской лесостепной области существенно отличается по характеру рельефа — эрозионного, с густой сетью речных долин, овражно-балочной системой, пологовыпуклыми междуречьями и длинными склонами. Она включает Приобское плато и Бийско-Чумышскую возвышенность, отделенную от него долиной Оби и граничащую с Салаиром и предгорьями Алтая.

Приобское плато представляет собой полосы плоских увалов шириной 15–50 км, вытянутых с юго-запада на северо-восток, на поверхности которых встречаются неглубокие блюдцеобразные западины. Увалы разделены «древними ложбинами стока талых ледниковых вод» с Алтая шириной 5–15 км, прямыми и параллельными друг другу. Ложбины выполнены песчаными отложениями, в их днищах тянутся цепочки озер, частично усыхающих и заросших болотной растительностью, местами с эоловыми формами и гривами, напоминающими барабинские. На фоне безлесных и почти полностью распаханных увалов Приобского плато ложбины выделяются полосами сосновых лесов, называемых ленточными борами. На поверхности плато залегают неогеновые и четвертичные отложения, перекрытые

лёссовидными суглинками, иногда опесчаненными, особенно на контакте с ложбинами.

Бийско-Чумышская возвышенность с абсолютными высотами 250–300 м отличается значительным эрозионным расчленением, разветвленной системой оврагов, разделяющих узкие междуречья с покровом лёссовидных карбонатных суглинков. Возвышенность почти полностью распахана, осиново-березовые леса сохранились по оврагам и западинам — колкам.

Растительность основной части области представлена злаково-разнотравными березовыми лесами, иногда с осинкой и сосной. В травяном ярусе много вейника, разнотравье представлено луговыми опушечными видами, есть представители широколиственного леса чередуются с болотами и заболоченными лугами и выделяются как подзона северной лесостепи. Облесенность территории уменьшается с севера на юг и с запада на восток от 10–20 до 1–5%. Лесные массивы сокращаются в размерах, в составе травяного яруса появляются степные виды, исчезает широколиственное разнотравье, господствующими становятся вейник и костяника, что соответствует южной подзоне лесостепи (Елизарова и др., 1999). Кроме того, в составе растительного покрова нередки пятна с полынями, кермеком, солянками, свидетельствующими о присутствии солей в ландшафте или солонцеватости почв.

Все исследователи обращают внимание на исключительное разнообразие болот в лесостепной области. В северной части встречаются пятна выпуклых верховых сфагновых болот, иногда с угнетенными березками, широко распространены осоково-тростниково-гипновые низинного типа. К югу параллельно с уменьшением площади болот начинают преобладать травяные (вейниковые, осоковые кочкарники) или высокотравные (займища) болота. Болота бывают окружены галофитными лугами, которые встречаются и сами по себе отдельными пятнами.

8.4.2. Почвенный покров

Характерной чертой почвенного покрова является высокая степень его неоднородности, свойственная вообще лесостепи; в Западно-Сибирской области она усугубляется заболоченностью и засолением, проявляющимися в разнообразных формах и сочетаниях.

В центральной низменной части относительно однороден только почвенный покров приречных дренированных полос и верхних частей грив, состоящий преимущественно из *серых лесных почв* на севере и *выщелоченных языковатых черноземов* (средне- и многогумусных) на юге. Колочные *солонды* на суглинках встречаются

повсеместно, а *супесчаные глубоко выщелоченные черноземы* — вблизи песчаных террас. На междуречных пространствах преобладают *лугово-черноземные солонцеватые и осолоделые* почвы в комплексах с солодами, *луговыми солонцами, луговыми и лугово-болотными засоленными почвами* (рис. 8.4). Луговые солонцы иногда занимают полностью высохшие озера и ложбины, степные солонцы¹ приурочены к выходам засоленных глин на Tobол-Ишимском междуречье. Вокруг болот и в западинах формируются луговые и лугово-болотные почвы, в том числе солонцеватые, осолоделые или солончаковатые, на верховых болотах — *торфянисто- и торфяно-болотные*.

Засоленность почв, почвенно-грунтовых вод, озер характерна для лесостепной области, хотя в наибольшей степени — для Приишимской равнины и Барабы. Причины ее заключаются в составе пород, континентальности климата и бессточности. К.А. Уфимцевой (1974) северная граница лесостепи проводится по распространению засоленных пород. Озера и низинные болота окаймлены обычно луговыми содовыми солончаками или солончаковатыми солонцами в комплексах с луговыми солончаковатыми почвами. На междуречьях в той или иной мере солонцеватые практически все суглинистые почвы. Лугово-черноземные и черноземно-луговые солонцеватые и осолоделые почвы сменяются к югу крупными массивами содовых и сульфатно-содовых разнообразных солонцов, чередующихся с луговыми солончаковатыми почвами. На глинах формируются солонцеватые черноземы, на суглинках и супесях грив — серые лесные осолоделые. Даже простое перечисление почв показывает, что присутствие солей вызывает большую пестроту почвенного покрова за счет различий в химизме и степени влияния засоления на почвообразование, причем с явной тенденцией к развитию более «южных» почв, свойственных степным ландшафтам.

В строении почвенного покрова значительную роль играет микрорельеф, главным образом западины, испещряющие не только плоские водоразделы, но и гривы и даже относительно дренированные поверхности. Многие западины (колки) заняты солодами, реже серыми осолоделыми почвами и солонцами.

В зауральской лесостепи сложность почвенного покрова уменьшается и определяется составом сочетаний по склонам эрозионного рельефа. Под сосново-березовыми кустарниково-травяными лесами в приречных районах формируются серые лесные почвы, причем, по наблюдениям Л.С. Долговой, от низких террас к высоким светло-серые и серые почвы сменяются темно-

¹ В новой классификации они называются соответственно темными и светлыми солонцами.

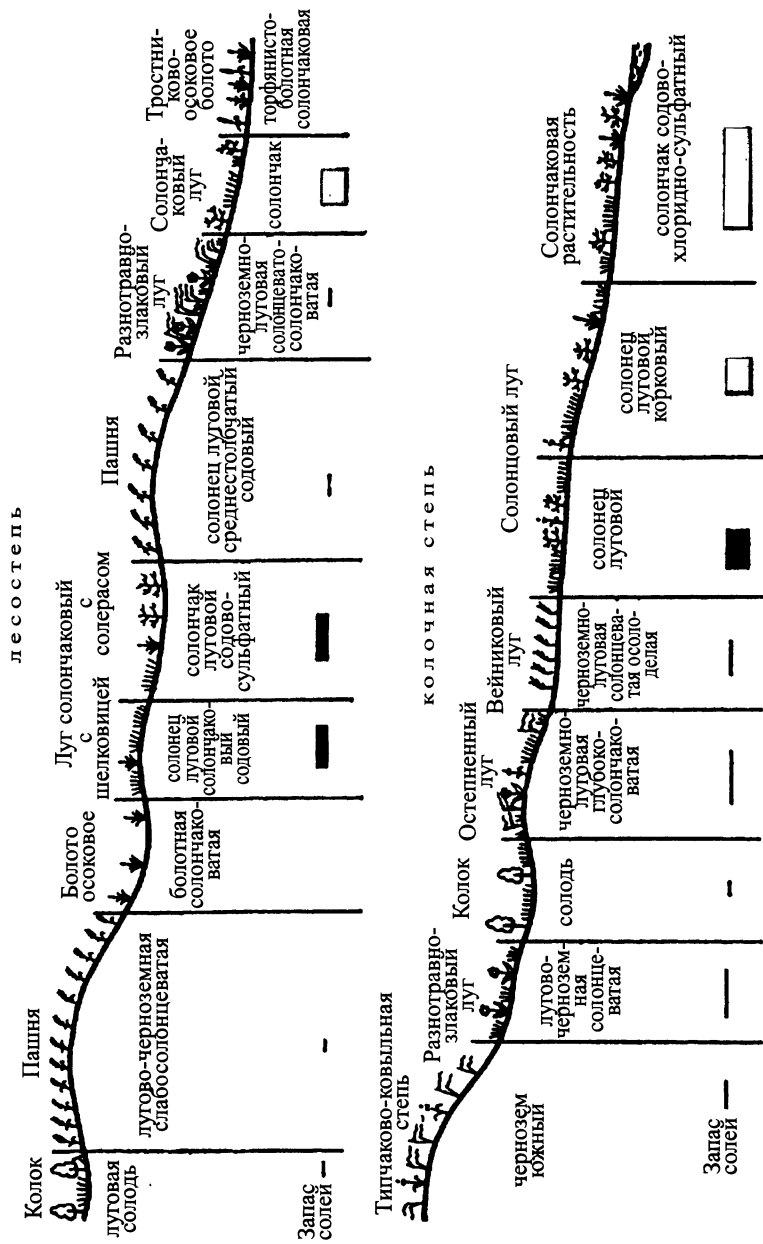


Рис. 8.4. Схемы почвенных катен в Барабинской низменности и запасы солей в почвах (по Базилевич, 1965)

серыми и оподзоленными черноземами, на дренируемых коренных склонах появляются выщелоченные черноземы, представленные в южной части тучными и среднегумусными видами. Другими словами, здесь имеет место не совсем обычная катенарная смена почв по сравнению с трендами в Восточно-Европейской области, причины которой могут быть разными.

Зональный ряд лесостепных почв нарушается и в более общем плане. Так, в Зауралье серые почвы проникают на север по карбонатным суглинкам в ареалы дерново-подзолистых почв, в то время как дерново-подзолистые почвы (включая почвы со вторым гумусовым горизонтом) образуют пятна среди черноземов и крупные массивы на легких отложениях. Особенностью суглинистых дерново-подзолистых почв, заходящих в северную лесостепь, кроме второго гумусового горизонта, является повышенное содержание гумуса, которое считается их фаціальным признаком и отражено названием «многогумусные». Характерна еще одна закономерность в распределении почв: дерново-подзолистые почвы появляются, как и серые, на опоках, тогда как на тяжелых суглинках и глинах чаще встречаются черноземы.

Повсеместно, даже в Зауралье, на плоских участках террас и междуречья широко распространены колки с солодями. Некоторые междуречья заняты лугово-черноземными почвами со вторым гумусовым горизонтом под парковыми березняками.

В отличие от центральных низменностей и отчасти Зауралья северная (лесостепная) часть Приобского плато имеет сравнительно однообразный почвенный покров. Он состоит из выщелоченных среднегумусных, выпаханых, по данным Н.П. Лебедева (1975), черноземов с темно-серыми осолоделыми почвами в многочисленных колках. Почвенный покров несколько напоминает почвенный покров приречных полос низменных равнин. Между ленточными борами и основной поверхностью плато появляются полосы или отрезки супесчаных отложений с глубоко-выщелоченными черноземами, малогумусными и практически без текстурной дифференциации.

Особое место занимают почвы ленточных боров, протягивающихся и в степную область, а также огромный массив песчаных почв на правом берегу Оби между Бийском и Барнаулом. Здесь, как и в лесостепной части ленточных боров, почвенный покров слагается катенами *дерново-подзолов* на гривах и материковых дюнах, с ограниченным участием *дерново-боровых почв*. В подзолах под рядами сосняков, от лишайниковых до черничных и долгомошных, выделяются более или менее развитые аккумулятивно-гумусовые горизонты, сочетающиеся с грубогумусовыми в нижних частях песчаных катен. Дерново-боровые почвы занимают вершины грив и дюн, либо узкие и сухие,

либо с нарушенным растительным покровом и с перевеваемыми песками.

По сравнению с другими районами Западно-Сибирской области Бийско-Чумышская лесостепь ближе всего к восточноевропейским «эталонам». В условиях сильного эрозионного расчленения серые и темно-серые почвы образуют катены, иногда с участием оподзоленных черноземов, которые вытесняются выщелоченными черноземами на относительно ровных участках.

Таким образом, для почвенного покрова Западно-Сибирской области характерны следующие черты:

- высокая неоднородность, вызванная условиями дренажа, глубиной залегания и минерализацией грунтовых вод, свойствами материнских пород, микро- и мезорельефом. Она особенно резко выражена на низких равнинах;
- распределение разных вариантов серых почв и черноземов, среди которых встречаются осолоделые, солонцеватые и глееватые, в зависимости от мезорельефа. Дополнительное усложнение в структуры почвенного покрова низких слабодренированных равнин вносит микрорельеф;
- близость к «зональному эталону» почвенного покрова эрозионных плато на западе и на востоке области;
- преобладание дерново-подзолов и дерново-боровых почв среди почв ленточных боров на мономинеральных песках.

8.5. ДАЛЬНЕВОСТОЧНАЯ ОБЛАСТЬ

Выделение области в лесостепную принято благодаря главным образом Ю.А. Ливеровскому — как его собственным исследованиям, так и работам, выполненным под его руководством или по его инициативе. Ранее ландшафты и почвы равнин Приамурья и Приморья оценивались совершенно по-разному: от лугово-болотных и луговых до аналогов среднерусских ополей и степей с «амурскими черноземами». Часть почвенных и геоботанических гипотез исходила из изначально безлесного типа ландшафтов и первичности луговых почв, другие представления основывались на измененности ландшафтов и почв в результате пожаров и рубок. Установившаяся в последние годы в географии почв точка зрения заключается в признании своеобразного лесостепного характера южных равнин Дальнего Востока — фрагментов Дауро-Маньчжурской лесостепной области.

Зональный тип ландшафта определяется как *прериевидная лесостепь с черноземовидными почвами прерий*. Географическими аналогами почв дальневосточных прерий являются северо- и

южноамериканские бруниземы (Аргудоллы или Файоземы); в пределах России такие почвы нигде больше не встречаются.

8.5.1. Условия почвообразования

Основной ареал приамурской лесостепи приурочен к Зейско-Буреинской и Архаринской равнинам, которые окружены увалистыми возвышенными равнинами и низкогорьями, с юга ограничены долиной Амура. Условия почвообразования сравнительно однообразны, и почвенный покров равнин не отличается особой сложностью.

Зейско-Буреинская и примыкающая к ней Архаринская равнины представляют собой обширную депрессию, заполненную мощной толщей континентальных отложений. Несмотря на глубокое залегание складчатого фундамента, в долинах крупных рек встречаются выходы кристаллических пород. На поверхности котловины залегают нижнечетвертичные тонкослоистые суглинки и глины. Материнские породы представлены в значительной степени продуктами их переработки — структурными озерными и аллювиальными глинами, иногда с прослойками песка и темными сапропелевыми линзами.

Поверхность котловины плоская, высоты ее снижаются от 370–400 м на периферии до 240–280 м в самой низкой части. Значительная часть котловины занята системами террас разного уровня. Долины крупных рек (Зеи, Буреи, Селемджи) врезаются на 100–120 м, а террасы и поймы мелких рек выражены плохо и сливаются в единую слабонаклонную поверхность, местами пересекаемую плоскими мелкими падами, что объясняет недостаточную общую дренированность территории.

Окружение котловины — переход к Забайкальским горным хребтам — представляет собой высокие ровные поверхности (около 400 м над ур. моря), сложенные плотными неогеновыми глинами, песками и галечниками, и их нормально дренируемые склоны.

Среднегодовое количество осадков составляет 500–580 мм с летним максимумом, $K_{\text{увл}} = 0,94$, причем в виде снега выпадает всего 10–35 мм осадков. При среднеянварских температурах $-20...-24\text{ }^{\circ}\text{C}$ такой сезонный ход атмосферного увлажнения способствует глубокому (до 3 м) и продолжительному промерзанию почв. Тем не менее сумма активных температур достаточно высока (2100–2400°), что позволяет выращивать такую теплолюбивую дальневосточную культуру, как соя.

Позднее оттаивание в сочетании с обильными муссонными дождями вызывает появление в почвах верховодки и их продолжительное переувлажнение. При глубоком уровне грунтовых вод

водный режим почв зависит от верховодки, зафиксированной в среднем на глубинах от 1 до 2 м. Однако в почвах нет сильного оглеения, которое можно было бы ожидать вследствие отмеченных черт климата, а также равнинности рельефа. Ю.А. Ливеровский объясняет такую необычную ситуацию высоким содержанием кислорода в муссонных дождях и низкими температурами медленно прогревающейся к лету почвы. Имеет значение также хорошая структура почв, определяющая достаточную скорость фильтрации, что немаловажно при тяжелом механическом составе почв и материнских пород.

В условиях равнинного малокоонтрастного рельефа распределение растительных сообществ связано преимущественно с увлажнением (как и в других лесо-лугово-степных областях), в данном случае больше зависящим от состава отложений, чем от рельефа. На основной поверхности равнины произрастали высокотравные остепненные луга (арундинелла, мятлик, тонконог, полевицы, полыни), на южных склонах террас и на легких отложениях встречаются степи с ковылями и пижмой.

Леса занимают наиболее дренированные позиции и представлены кустарниковыми дубняками из монгольского дуба в основной части котловины, сложными широколиственными лесами с преобладанием вяза и лесо-луговым разнотравьем — на юге. Леса окружения котловины состоят из лиственницы, монгольского дуба, черной и белой березы, в нижнем ярусе — кустарнички, осоки, разнотравье. Слабодренированные части основной поверхности котловины и плоские части ее окружения заняты болотами — марями. Они представляют собой сфагновые редкостойные лиственничники, перемежающиеся с безлесными болотами и ерниками на мерзлоте или длительно сезонно-мерзлых грунтах; к югу мари сменяются заболоченными лугами. К характерным чертам ландшафтов Зейско-Буреинской равнины относится присутствие солей в верхних слоях рыхлой толщи — результат континентального соленакопления; засоленные породы не были обнаружены.

8.5.2. Почвы

Почвенный покров и некоторые черты почвообразования в области еще недостаточно изучены. Под лесами встречаются бурые лесные, в том числе глеевые почвы и лесные подбелы, что сближает рассматриваемую территорию с суббореальными лесными областями. К северу и на более высоких окружающих равнину горах Ю.А. Ливеровским и другими почвоведомы были описаны буротаежные почвы. Однако по характеру мезоморфных

почв равнинных пространств и разнообразных гидроморфных почв, занимающих депрессии и низкие террасы, область ближе лесостепи Русской равнины и в еще большей степени Западно-Сибирской, с которыми ее неоднократно сравнивали. Под лугово-степной и степной растительностью формируются своеобразные *черноземовидные почвы*. Среди гидроморфных почв распространены осолоделые разности. Признаки осолодения проявляются и в автономных почвах, чаще аналитически, чем морфологически.

Основной ареал черноземовидных почв прерий находится на Зейско-Буреинской аллювиальной равнине. Их географически «соседями» являются черноземы и каштановые почвы в более сухих и континентальных западных регионах, бурые лесные на хорошо дренируемых участках, луговые подбелы и луговые осолоделые почвы в условиях затрудненного дренажа.

По облику аккумулятивно-гумусового горизонта, довольно мощного и очень темного, почвы были определены как «амурские черноземы», хотя карбонаты в них не встречаются обычно выше 1,5–2 м. Другое название почв — «лугово-черноземные», поскольку в нижней части профиля нередко признаки глееватости, особенно при тяжелом механическом составе пород, что бывает очень часто. По географическому положению (в суббореальном поясе на востоке материка), характеру прежней травянистой растительности (почти все почвы распаханы) и близости маньчжурских почв прерий («хету») они были названы черноземовидными почвами прерий. Как правило, они формируются на глинистых озерно-аллювиальных отложениях.

Темный аккумулятивно-гумусовый горизонт почв прерий имеет хорошую структуру, комковатую, с элементами зернистой, но, в отличие от структуры черноземов, непрочную, относительно простую (1–2 порядка), слабо копрогенную. Мощность горизонта составляет 40–80 см, содержание гумуса в верхней части 6–10%, глубина гумусовой прокраски превышает 1 м. Гумус имеет гуматный состав с отношением $S_{гк}/C_{фк} = 1,9–2,3$. В средней или нижней части гумусового горизонта появляются белесоватый налет на гранях, называвшийся «кремнеземистой присыпкой», и признаки глееватости в виде ржавых пятен, сизоватого оттенка и темных железистых стяжений. Признаки иллювиирования тонких частиц отсутствуют, с глубиной в сложении и структуре начинают доминировать породные признаки (слоистость при плотном сложении, трещиноватость, черные растительные остатки) и усиливаться глееватость. Избыточное увлажнение нижней части профиля связано с тяжелым гранулометрическим составом, замедлением фильтрации ниже структурного аккумулятивно-гумусового горизонта в почти не изме-

ненным почвообразованием субстрате, а также с особенностями климата: обильными летними муссонными дождями, глубоким промерзанием почв с поздним оттаиванием. Почвы слабокислые, бескарбонатные, слабонасыщенные или насыщенные основаниями. По многим свойствам черноземовидные почвы прерий близки к выщелоченным чернознам или их глееватым подтипам (лугово-черноземным почвам).

Признаки осолодения в черноземовидных почвах проявляются слабо и диагностируются по повышенной подвижности SiO_2 и наличию 1–2% Na^+ в поглощающем комплексе. Не исключено, что белесоватый налет («кремнеземистая присыпка») также связан с этим явлением. Развитие осолодения объясняется Ю.А. Ливеровским более сухим и теплым климатом в прошлом, когда солончаково-солонцовые процессы могли протекать в степной обстановке, сменившись впоследствии осолодением. Современные условия почвообразования в части почв прерий также не исключают возможности осолодения. Они заключаются в колебании уровня верховодки и возможности чередования восходящих и нисходящих токов почвенных слабощелочных вод. Восходящие миграции могут иметь место ранней осенью или весной, особенно в экстремальные годы, а нисходящие — во время муссонных дождей. Почвы подчиненных позиций в ареалах черноземовидных почв, относимые к лугово-болотным и луговым, иногда рассматриваются как осолоделые.

В окружении Зейско-Буреинской равнины на неогеновой поверхности и прилежащих к ней склонах под хвойно-широколиственными лесами Ю.А. Ливеровским, Л.П. Рубцовой, Б.А. Зимовцом и Г.И. Ивановым были описаны почвы с бурым профилем разной степени дифференцированности под названием бурых оподзоленных, подзолисто-буроземных, *лесных подбелов*. Как и в других ареалах подобных почв, степень дифференциации профиля почв коррелирует с условиями дренажа; к региональным чертам относится повышенное содержание гуматного (или близкого к гуматному) гумуса — 4–5%, насыщенность основаниями при слабокислой реакции.

Глава 9

СУББОРЕАЛЬНЫЕ СТЕПНЫЕ ОБЛАСТИ

Если в лесо-лугово-степных областях широтная зональность прослеживалась как тенденция в строении почвенного покрова наряду с другими закономерностями, то в степных областях

широтная зональность выходит на первый план, определяя главные черты почвенного покрова. Она проявляется в развитии четырех почвенных подзон двух зон (степной и сухостепной; см. рис. 1.4), представляющих ареалы двух традиционно выделяемых подзональных подтипов черноземов и двух не менее традиционных подтипов каштановых почв. Почвенные подзоны частично соответствуют геоботаническим (Зоны и типы поясности..., 1999). Это черноземы обыкновенные под умеренно засушливыми разнотравно-дерновинно-злаковыми степями (по геоботаническому разделению — «северными»), черноземы южные под ковыльно-типчачковыми степями («средними», или «сухими», у геоботаников), темно-каштановые и каштановые почвы полынно-типчачково-ковыльных («южных или опустыненных») степей (цв. ил. 31). Почвоведы часто отделяют полосу каштановых почв от полосы темно-каштановых, считая, что каштановым почвам соответствуют более аридные варианты сухих степей — полынно-кустарничково-типчачковые с разреженной растительностью. Леса по балкам, речным долинам и на песках занимают 8% площади. Существующие разночтения в почвенно-геоботанических корреляциях зон и подзон объясняются малым распространением естественной растительности, поскольку более половины всех земель находится под пашней.

Подзоны черноземов протягиваются почти сплошными субширотными полосами от западной границы до гор Южной Сибири, непрерывные подзоны каштановых почв начинаются в восточном Предкавказье, расширяются в Заволжье; на юге Западной Сибири, в ее российской части, практически отсутствуют, вновь появляясь на юго-западе предальтайских равнин. На фоне широтно-зональных структур почвенного покрова в его строении принимают участие и микроструктуры, меньший вклад вносят литологические факторы. Если в лесо-лугово-степных областях микроструктуры-комплексы развивались локально на изменениях, в условиях затрудненного дренажа, то в степных областях они распространены в более широком диапазоне условий рельефа. В Восточно-Европейской области комплексы встречаются в ее восточной части; в Западно-Сибирской области, как и в лесостепи, на суглинистых породах они распространены очень широко.

Явления фациальности (провинциальности) хорошо выражены в степных областях и выражаются в изменениях главных особенностей степных почв — гумусового и солевого профилей, причем фациальные тренды более отчетливы для черноземов, чем для каштановых почв.

По сравнению с лесо-лугово-степными областями степные области существовали в более стабильных климатических усло-

виях в течение голоцена: смещение природных зон там, где оно имело место, не было таким резким, как в лесостепи (см. рис. 7.5 и 7.8). Изменения климата в голоцене повлияли в основном на количественные параметры степных почв, такие, как глубина залегания солевых горизонтов, интенсивность гумусонакопления, формы карбонатных новообразований.

9.1. УСЛОВИЯ И ПРОЦЕССЫ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ. ФАЦИАЛЬНЫЕ ТРЕНДЫ И АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СТЕПНЫХ ПОЧВ

Формирование степных почв обеспечивается в первую очередь умеренно засушливым климатом. Среднегодовые значения $K_{\text{увл}}$ не превышают 0,6; количество атмосферных осадков составляет 350–450 мм с минимальными значениями в Заволжье и максимальными (до 600 мм) в Предкавказье, где, однако, выше всего и температуры. Летний максимум осадков прослеживается везде отчетливо, хотя на западе он более «растянут», на востоке более контрастен. Для Предкавказья важными элементами климата являются теплая мягкая зима, зимне-весенние осадки и продолжительный безморозный период. Средние температуры января здесь не ниже $-1...-4^{\circ}$, тогда как на востоке Русской равнины они опускаются до -10 и даже -15°C . Средние температуры июля при этом практически одинаковы: от $+19$ до $+21^{\circ}$. Почвы промерзают до 0,5 м и глубже везде, кроме Предкавказья, где промерзание почв отсутствует (см. табл. 5.3).

Обязательное условие формирования автономных степных почв — непромывной водный режим. Отсутствие регулярного перемещения гравитационного потока влаги в степных черноземах служит одной из граней раздела между ними и лесостепными черноземами. В редкие влажные годы осуществляется промачивание почвенной толщи, его глубина маркируется верхней границей солевого горизонта: в обыкновенных черноземах соли появляются глубже 3–4 м, в южных — на глубине около 2 м, в каштановых почвах гипс и легкорастворимые соли могут встречаться не глубже 1–2 м. Напомним, что в лесостепных черноземах солевой горизонт отсутствует.

Непромывной водный режим, преимущественное поступление растительных остатков с корнеопадом и континентальный климат определяют особенности *гумусового профиля*; в первую очередь они способствуют накоплению устойчивых гумусовых веществ. Содержание гумуса сильно варьирует, но обычно не опускается ниже 3–4%. Мощность гумусовых горизонтов составляет в среднем 70–80 см в восточноевропейских обыкновенных

черноземах и 45–50 — в южных, в западносибирских она колеблется в пределах 30–40, в каштановых почвах — 20–40 см. Оценка мощности гумусовых горизонтов степных черноземов осложняется языковатостью их нижней границы, особенно резко выраженной в западносибирских почвах (цв. ил. 36). Для степных черноземов характерен стабильный гуматный состав гумуса, у каштановых почв отношение Сгк/Сфк сужается, но не опускается ниже 1 в верхнем горизонте. Уменьшение содержания гумуса в каштановых почвах отражает меньшую продуктивность сухо-степных сообществ, а менее гуматный его состав свидетельствует о появлении процессов ускоренной минерализации с образованием относительно простых гумусовых веществ.

Гумусовым горизонтам степных почв свойственна хорошо сформированная зернистая или зернисто-комковатая структура, темная окраска, высокая биогенность. По основным морфологическим и некоторым химическим свойствам аккумулятивно-гумусовые горизонты лесостепных и степных черноземов практически не различаются. В пахотных каштановых (и отчасти темно-каштановых почвах) структурные показатели снижаются.

Общее число микроорганизмов, по данным Е.Н. Мишустина (1974), в черноземах и каштановых почвах составляет около 3,5 млн в 1 г почвы (для сравнения: в подзолистых почвах, по тем же материалам, 1 млн в 1 г почвы). В черноземах максимальна мощность активного биогенного слоя; наибольшую численность и глубину распространения в профиле обнаруживают актиномицеты и спорообразующие бактерии. Мезофауна черноземов разнообразна и представлена различными видами пластинчатоусых, щелкунов, усачей, пыльцеедов, геофилид (табл. 9.1).

Всегда присутствуют дождевые черви, следы их деятельности в почвах чрезвычайно наглядны, что отмечалось неоднократно,

Таблица 9.1

Численность крупных беспозвоночных в черноземах (особей на 1 м², раскопки М.С. Гилярова, 1974)

Группа почвенных животных	Чернозем типичный, Курск	Чернозем обыкновенный, Луганск	Чернозем южный, Ростовская обл.	Чернозем приазовский, Азов
Дождевые черви	40	12	6	2
Энхитреиды	76	—	—	5
Диплоподы	26	1	1	—
Проволочники	24	6	5	14
Чернотелки	1	6	16	4
Прочие	144	25	17	59

начиная еще с Ч. Дарвина. Количество видов дождевых червей невелико; М.С. Гиляров считал, что в степных черноземах присутствует почти исключительно один вид — *Eisenia rosea*. Численность дождевых червей здесь заметно меньше по сравнению с северными лесостепными черноземами. С сезонными явлениями связана еще одна характерная особенность существования мезофауны степных черноземов — «смена горизонтов активности» по М.С. Гилярову (1965), т.е. перемещение основной массы почвенных животных по почвенному профилю вслед за изменениями влажности, в результате чего мезофауной перерабатывается значительная толща почвы.

Результаты сезонных миграций дождевых червей проявляются в профиле в виде темных тонких полосок, или шнурков, как называет их И.И. Лебедева, на контакте гумусово-аккумулятивного и карбонатного горизонтов (рис. 9.1). Зона контакта этих главных диагностических горизонтов степных черноземов состоит из морфонов, как минимум, двух типов: фоновых светло-бурых морфонов аккумулятивно-карбонатного горизонта и темно-серых языков, иногда почти сливающихся вверху и быстро сужающихся до шнурков шириной не более 1 см. Третья группа морфонов

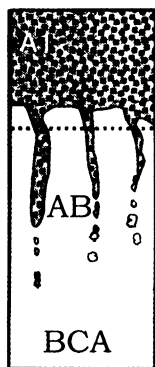


Рис. 9.1. Схема профиля степного чернозема.
 о белоглазка; ••• линия вскипания

может быть представлена кротовинами. Цвет полосок-шнурков объясняется заполнением вертикальных ходов червей темными копролитами из материала верхних горизонтов. В обыкновенных черноземах неровность нижней границы аккумулятивно-гумусового горизонта связана в основном с миграциями почвенных животных. Детальный анализ переходной полосы в южных черноземах позволяет выделить в пределах темных вертикальных морфонов языков их верхнюю часть, включающую воронку вместе с широкой частью темной полосы, и шнурки. Верхняя часть, как и шнурки, состоит из материала гумусово-аккумулятивного горизонта, засыпающегося в трещины компактного и слабо структурного аккумулятивно-карбонатного горизонта. Трещины образуются при промерзании и/или чередовании циклов увлажнения–усыхания.

В каштановых почвах сокращается численность беспозвоночных, меньше зона их обитания. Наиболее заметно уменьшение количества дождевых червей.

Важной диагностической характеристикой степных почв является *карбонатный профиль*. Вскипание и отдельные карбонатные новообразования могут появляться в пределах гумусового горизонта или чуть ниже в зависимости от механического состава и фациального положения почвы при закономерном приближении линии вскипания к поверхности от обыкновенных черноземов к каштановым почвам. В отличие от лесостепных черноземов степные имеют резкую и постоянную границу вскипания, кроме случаев ее нарушения почвенными животными.

Горизонт аккумуляции карбонатов диагностируется аналитически по максимуму карбонатов и морфологически по осветленности, бурному вскипанию с HCl , росту числа новообразований: сегрегационных (белоглазки), пропиточных (мучнистых) и миграционных (мицеллярных) форм. Положение карбонатного горизонта под гумусовым объясняется продуцированием последним CO_2 , влияющего на подвижность карбонатов (рис. 9.2). Известно, что высокие концентрации CO_2 в черноземах приходятся на среднюю часть их профиля и почвенные растворы, перемещаясь вниз, в более глубокие холодные горизонты, насыщаются CO_2 , в результате чего образуются относительно подвижные бикарбонаты. Перемещаясь вверх в теплое и сухое время, они переходят в нормальные карбонаты и накапливаются в форме кальцита, пропитывающего почвенную массу, и сегрегаций. Эта схема ближе всего к реальности в тех случаях, когда увлажнение почвы возрастает в период низких температур, т.е. когда летний максимум осадков выражен не слишком резко. Такие условия свойственны Восточно-Европейской области, а в ее пределах — западным и Предкавказской провинциям. Поэтому в обыкновенных черноземах миграционные формы карбонатов сочетаются с сегрегационными. В южных черноземах и каштановых почвах (кроме почв названных провинций) миграционные формы карбонатов практически отсутствуют, а верхняя граница аккумулятивно-карбонатного горизонта тем резче выражена, чем континентальнее климат.

Среди форм карбонатных новообразований в степных почвах наиболее обычна белоглазка, условием образования которой является быстрое испарение концентрированных растворов. Оно имеет место чаще всего на контакте трещин иссушения и массы горизонта, поэтому белоглазка располагается в виде вертикальных полос на более или менее близких расстояниях друг от друга (цв. ил. 35). Вертикально-линейная ориентированность белоглазки особенно характерна для южных черноземов на лёссах и редко встречается в каштановых почвах, где белоглазки меньше и распределена она относительно равномерно.

Третий обязательный элемент профиля степных почв — *солевой горизонт*. Кроме гипса в нем могут содержаться хлориды и

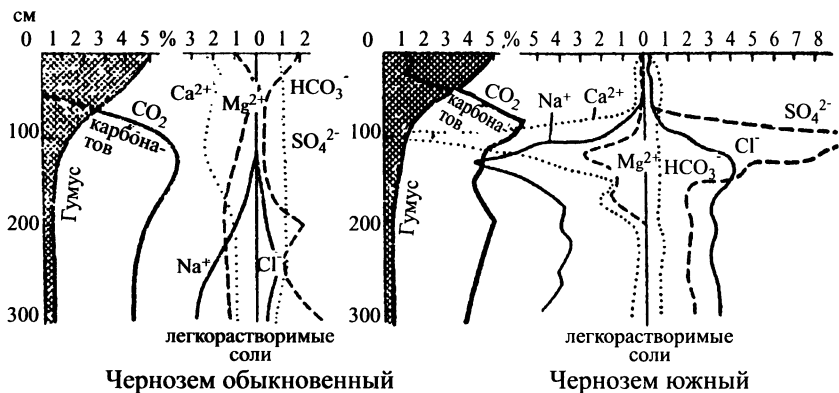


Рис. 9.2. Распределение солей, гумуса, CO₂ карбонатов в степных черноземах (по Афанасьевой, 1974)

сульфаты Na и Mg. Глубина залегания солевого горизонта уменьшается от черноземов обыкновенных к каштановым почвам и с северо-запада на юго-восток. Присутствие его в профиле черноземов даже на значительной глубине — еще один характерный признак степных черноземов, отличающий их от лесостепных.

В почвенном покрове степных областей, особенно на востоке, участвуют засоленные почвы. Источники солей различны: широко распространены засоленные морские отложения, значительна аккумуляция солей из минерализованных грунтовых вод. Меньшая часть солей накапливается в ходе выветривания, поступает в степные почвы эоловым путем с поверхности солончаков и соленых озер, биогенным (привносится в верхние горизонты почв полынями и некоторыми другими видами растений), гидротермальным — при образовании солончаков в зонах тектонических разломов. Независимо от механизма поступления дальнейшая судьба солей в степных областях одинакова. В условиях сухого климата они сохраняются в ландшафте, ограниченно мигрируют в зоне активного влагооборота в почвах, вызывая явления солонцеватости и осолодения.

Говоря о подвижных минеральных соединениях в степных почвах в самом общем виде, можно заметить, что динамика и формы карбонатов определяют специфику почв Восточно-Европейской области, тогда как засоление почв более свойственно Западно-Сибирской области. Однако кроме этой общей закономерности в свойствах как минеральной, так и органической части степных почв, особенно обыкновенных черноземов, прослеживаются фациальные тренды.

Подзональные и фациальные закономерности наилучшим образом реализуются в почвах на лёссах и лёссовидных суглинках, которые широко распространены во всех областях. На кварцевых песках везде появляются особые почвы, резко отличающиеся от окружающих их суглинистых почв. На легких породах свойства почв изменяются, как обычно, в сторону «северных» почв. Так, в степных почвах на супесях и легких суглинках понижается линия вскипания и глубина залегания солевого горизонта, одновременно уменьшается содержание гумуса по сравнению с аналогичными почвами на средних и тяжелых суглинках и глинах. Более «южное» почвообразование на тяжелых породах бывает двояким. Чаще всего на засоленных глинах усиливается засоление и солонцеватость почв, с глинами бывают связаны слитые черноземы. Таковы слитые черноземы в низовьях Кубани, «щельники» юга Западной Сибири, а также слитые аллювиальные почвы (в том числе засоленные) в речных долинах.

Процесс слитизации свойствен полувсасушливым субтропикам и тропикам, но его признаки в особенно благоприятных условиях обнаруживаются и в степных районах. Исследованиями В.А. Ковды в 70-е гг. XX в. были обнаружены проявления слитизации в черноземах в результате их неправильного орошения.

Результатом антропогенного регулирования водного режима черноземов стало появление отдельных пятен и массивов переувлажненных почв среди обычных степных почв, причем не только на орошаемых, но и на богарных участках. Они были названы мочарами и мочаками, им посвящено немало работ, освещающих их генезис и динамику (Зайдельман и др., 1998¹; Агроэкологическое состояние..., 1996, и др.). Впервые подобные явления были отмечены еще В.В. Докучаевым в работе «Наши степи прежде и теперь» (1892), а в последние десятилетия интерес почвоведов и практиков к ним усилился.

Неожиданный общий вывод в отношении причин образования этих почв был сделан Т.П. Коковиной (1983)² и Н.Б. Хитровым (2002), доказывающими, что мочары оказались неизбежным результатом агролесомелиоративных и агротехнических мероприятий, проводившихся еще со времен Докучаева и направленных на максимально возможное сохранение влаги в пахотных почвах. Строительство лесных полос, снегозадержание, замена весенней вспашки на осеннюю в течение нескольких де-

¹ Зайдельман Ф.Р. и др. Почвы мочарных ландшафтов. М., 1998. 158 с.

² Коковина Т.П. Водный режим черноземов // Русский чернозем — 100 лет после Докучаева. М., 1983.

сятiletий обеспечивали более или менее стабильные урожаи, но «недорасходованная» сельскохозяйственными культурами влага сохранялась в глубоких почвенных горизонтах, пополняла грунтовые воды, скапливалась в углублениях кровли подстилающих пород, обычно более тяжелых. В результате в отдельных участках, в первую очередь в понижениях, на перегибах склонов, создавались условия повышенного увлажнения, маркируемые пятнами с тростником.

Более обычными и известными результатами агрогенной эволюции черноземов является дегумификация (потери гумуса), деградация структуры, переуплотнение и эрозия, в орошаемых черноземах — вторичное засоление (цв. ил. 37). Им посвящена обширная научная¹ и даже публицистическая² литература, начиная с «Русского чернозема» В.В. Докучаева и до наших дней.

9.2. ЕВРОПЕЙСКАЯ ОБЛАСТЬ

9.2.1. Факторы почвообразования и некоторые вопросы эволюции степных почв

В Европейской области больше черноземов, чем каштановых почв, хорошо выражены широтно-зональные и провинциальные закономерности, относительно небольшие участки заняты засоленными почвами, есть обширные территории с однородным почвенным покровом. Доля пашни достигает местами 80%.

Значительная часть области занята низкими равнинами с более или менее мощными покровами суглинков и глин. Таковы равнины в бассейне Кубани, а также Маныча, наклонные подгорные равнины Восточного Предкавказья, северная окраина Прикаспийской низменности. Возвышенности — Приволжская, Калачская, Ставропольская, Общий Сырт, восточные отроги Донецкого кряжа — большей частью сложены плотными осадочными породами. Почвы формируются на их элюво-делювии, местами плотные породы выходят на поверхность. Абсолютные высоты возвышенностей не превышают 300–400 м за исключением высокого Ставропольского плато. На промежуточных высотных уровнях (150–300 м) располагаются расчлененные возвышенные равнины, повсеместно перекрытые лёссовидными суглинками и глинами. С севера на юг гранулометрический состав лёссовидных отложений становится более тяжелым, изменяется соотношение

¹ Ковда В.А. Почвенный покров, его улучшение, охрана и использование. М., 1981; Агроекологическое состояние черноземов ЦЧО. Курск, 1996.

² Крупеников И.А. Чернозем — наше богатство. Кишинев, 1978.

фракций крупной пыли и ила: от преобладания крупнопылевой фракции на севере и северо-западе области до преобладания илистой на значительной части территории, в том числе на равнинах Предкавказья, в бассейне Дона и в Заволжье примерно до реки Иргиз (Лебедева, 1996).

Почвенный покров области формировался не только под влиянием современного комплекса факторов почвообразования. Некоторые его черты связаны с изменениями климата в голоцене. Прекрасную возможность для изучения голоценовых палеопочв в степях предоставляют курганы с их насыпными и подкурганскими почвами, точные датировки которых обеспечиваются археологическими материалами. К сожалению, несмотря на многочисленность курганов, почвенно-археологические данные пока еще довольно редки. Многие курганы имеют возраст 2–4 тыс. лет, т.е. по ним можно изучать почвы, сформировавшиеся в суббореальный и субатлантический периоды голоцена с различными условиями климата (Геннадиев, 1990; Иванов, 1992).

Исследования почв курганов, разбросанных почти по всей степной области Русской равнины, показали, что амплитуда изменений свойств почв была больше у черноземов, чем у каштановых почв, но в целом смещение природных зон к северу происходило не больше, чем на подзону. Изменения затронули такие свойства почв, как гумусность, граница вскипания и форма карбонатов. В засушливом суббореальном периоде, т.е. в интервале от 2–2,5 до 5 тыс. назад, черноземы отличались меньшей гумусностью, большей солонцеватостью и карбонатностью. В почвах слабодренированных территорий повышались уровень и степень минерализации грунтовых вод, что оказало сильное влияние и на состав почвенного покрова: степень участия в нем почв засоленного ряда. Эти изменения согласуются с археологическими данными, свидетельствующими об уменьшении числа оседлых поселений, по-видимому, в результате ухудшения условий жизни. В ареале каштановых почв юго-востока Русской равнины И.В. Ивановым показаны изменения почв от темно-каштановых в атлантический период до (предположительно) светло-каштановых в суббореальный.

Современные климатические условия заметно различаются в пределах степной области — от относительно влажного и теплого климата Предкавказья до континентального с суровой зимой и глубоким промерзанием почв Западной Сибири. Поскольку территория давно и интенсивно освоена человеком, роль растительности в почвенных процессах более или менее одинакова и не учитывается в качестве фактора дифференциации почвенного покрова внутри подзон.

9.2.2. Почвы и почвенный покров

При рассмотрении почвенного покрова удобнее придерживаться характеристики его главных особенностей по провинциям, поскольку именно в провинциях прослеживаются комбинации элементов, отражающие его (под)зональные черты и литолого-геоморфологическую специфику возвышенностей и низменностей области.

Почвенный покров *Южно-Русской* (Донской) провинции образован четырьмя обычными подзональными подтипами степных почв. Фрагменты естественной растительности в подзонах черноземов представлены нарушенными ковыльно-типчачовыми степями, встречаются также байрачные низкорослые дубравы и «меловые боры» — сосняки на выходах известковых пород на возвышенностях. Пашни занимают 50–60% площади, что обычно для ареалов черноземов и много для ареалов каштановых почв, т.е. сельскохозяйственная освоенность каштановых почв высока. Пастбища нарушены перевыпасом, и дерновинные злаки вытесняются мятликом и полынью.

Автономные незэродированные почвы на лёссовидных суглинках имеют комплекс свойств, наиболее характерный для каждого подтипа. Таковы среднемощные среднегумусные обыкновенные черноземы, малогумусные средне- и маломощные южные черноземы, темно-каштановые и каштановые почвы с мощностью гумусовых горизонтов от 60 до 40 см и содержанием гумуса от 5 до 2,5%.

Распространение «эталонных» зональных подтипов черноземов и каштановых почв (в меньшей мере) ограничено процессами эрозии, засоления и появлением особых материнских пород, существенно изменяющих свойства почв. Высокая эродируемость, вообще свойственная степным почвам в связи со значительной долей ливневых осадков при общей засушливости, с гранулометрическим составом и сложением лёссов и лёссовидных пород, усиливается распыленностью структуры пахотных почв, а также климатическими условиями, способствующими ветровой эрозии. В Южно-Русской провинции предрасположенность к эрозии реализуется в условиях возвышенных междуречий Северского Донца–Дона и Дона–Хопра, Калачской и Приволжской возвышенностей (цв. ил. 32). В некоторых из них, в частности в Приволжской возвышенности, материнскими породами служат глины, мергели, опоки, известняки, мел (цв. ил. 33). В результате кроме черноземов и темно-каштановых почв разной степени эродированности в почвенном покрове участвуют карбонатные черноземы, а также выщелоченные почвы на выходах опок и песчаников и

солонцеватые на засоленных глинах. На плотных песчаниках, известняках и опоках почвы щебнисты.

Вдоль Дона, Северского Донца и некоторых их притоков тянутся массивы кварцевых песков со своеобразными бескарбонатными почвами под сосновыми лесами — «серопёсками», степными аналогами дерново-боровых, подробно изученными Б.Б. Полыновым в 1920-е гг. Песчаные и супесчаные почвы, относимые к каштановым, распространены в наиболее узкой части Волго-Донского междуречья к югу от Медведицкой гряды. Комплексность, характерная для ареалов суглинистых каштановых почв, здесь отсутствует, значительно развитие ветровой эрозии.

На низких равнинах почвенный покров неоднороден в связи с комплексностью и засолением: появляются солонцеватые черноземы или каштановые почвы и солонцы, а также комплексы солонцеватых каштановых почв с солонцами. Общая тенденция в провинции — усиление засоленности в юго-восточном направлении. В северо-западных районах засолены нижние части склонов и долины, к югу солонцеватые почвы заходят и на междуречья. В лугово-степных и степных солонцах химизм засоления однообразен: кроме гипса (залегającego выше 1 м) содержатся сульфаты Na и Mg. Доля Na составляет иногда 25–30% от емкости поглощения в луговых и лугово-степных солонцах; в степных его содержание бывает очень низким при высокой щелочности. Такие солонцы названы малонатриевыми, а высокая щелочность — содопроявлением (Панкова и др., 1973). Обе особенности характерны для долин Маныча, Калауса и других южных рек. В балках и на речных поймах распространены луговые солончаковые почвы, луговые солончаки и солончаковые солонцы. Обычно они засолены хлоридами и сульфатами.

Для *Предкавказской* провинции, в отличие от Южно-Русской, характерны крупные ареалы степных черноземов и относительная однородность почвенного покрова; отсутствуют солонцы и солонцеватые почвы, в черноземах появляются признаки слитости.

Своеобразие предкавказских черноземов заключается в двух особенностях, причины которых следует искать в климатическом режиме. Первая особенность — высокая подвижность карбонатов, представленных миграционными формами, в сочетании с белоглазкой, вторая, как и в лесостепных черноземах, состоит в высокой мощности гумусового профиля, но при низком содержании гумуса.

Механизм образования миграционных форм карбонатов обсуждался выше; напомним лишь, что главный его элемент — условия карбонат-бикарбонатного равновесия в связи с гидротермическим режимом. Вскипание отмечается в пределах пахотного

слоя или с поверхности. Миграционные формы карбонатов в виде плесени (псевдомицелия), налета, выпотов присутствуют в нижней части гумусового горизонта (т.е. приблизительно на глубине около 1 м). За его пределами появляется белоглазка, иногда журавчики (табл. 9.2). Соответственно содержание карбонатов составляет 2–4% CaCO_3 в полосе миграционных форм и 10–15% в области белоглазки (Почвенный покров..., 2001)¹.

Теплый и влажный климат с короткой мягкой зимой не только влияет на карбонатный профиль, но и обеспечивает высокую интенсивность разнообразных биохимических процессов и повышенную активность почвенной биоты. В результате формируются мощные черноземы с очень хорошими исходными водно-физическими свойствами, подвергающиеся сильной деградации в пахотном слое. Они содержат около 4% гумуса (от 3,7 до 4,4%), гуматного, с очень узким и постоянным отношением C/N (10,5–12,0). Сверхмощные черноземы занимают значительные пространства в центре Азово-Кубанской равнины.

Большая часть обыкновенных предкавказских черноземов представлена легкосуглинистыми разновидностями (в отличие от тяжелосуглинистых лесостепных черноземов Предкавказья), причем пахотный горизонт бывает обеднен илистыми частицами за счет дефляции и отчасти водной эрозии. По этой причине и/или в силу климатических условий предполагается некоторая оглиненность почв (как и предкавказских черноземов); коэффициент оглинивания равен 1,03.

Мощные малогумусные черноземы занимают ровные слабонаклонные междуречья многочисленных притоков Кубани. На подгорных равнинах Восточного Предкавказья, в бассейне Терека, сохраняется характер карбонатного профиля черноземов, но

Таблица 9.2

Основные морфологические признаки черноземов обыкновенных карбонатных (Черноземы СССР: Предкавказье, 1985)

Показатель, см	<i>n</i>	min	max	\bar{x}	σ	<i>m</i>	<i>V</i> , %
Мощность гор. А	227	31	67	48	8,1	0,54	17
Мощность гор. А+АВ	254	90	170	130	17,1	1,1	13
Глубина появления карбонатной плесени	239	20	90	54	12,0	1,1	22
Глубина появления белоглазки	140	63	190	137	17,0	1,6	13

¹ В новой классификации предкавказские черноземы представляют подтип миграционно-сегрегационных.

мощность гумусового горизонта и содержание в нем гумуса уменьшаются в связи с большей континентальностью климата. Здесь основной фон образован среднемошными мало- и среднегумусными черноземами; в условиях повышенного увлажнения появляются лугово-черноземные почвы. Разнообразие аллювиально-пролювиальных наносов — от галечников до глин — несколько нарушает монотонность почвенного покрова.

Совершенно особый характер имеет приморская часть равнины, относимая к кубанским плавням, где широко распространено засоление и заболачивание почв. Генезис поверхности подгорной равнины, наличие рядов почв с разной степенью гидроморфизма послужили основанием для предположения об эволюции части приазовско-предкавказских черноземов из луговых почв (Л.И. Прасолов, Л.И. Иозефович, В.А. Ковда, С.В. Зонн). Ф.Я. Гаврилюк, в частности, считал белоглазку, залегающую в профиле предкавказских черноземов ниже миграционных форм (и иногда сочетающуюся с журавчиками или имеющую твердое ядро), реликтом предшествовавших фаз эволюции.

Западный и восточный ареалы предкавказских черноземов предгорных равнин разделены Ставропольской возвышенностью — пологоволнистым плато с пологими склонами, сложенным песчаниками, мергелями, глинами и почти везде перекрытым лёссовидными тяжелыми суглинками и глинами. На самых высоких участках (до 700 м) появляются лесостепные черноземы и серые лесные почвы под дубовыми лесами. Исследования курганных почв, проведенные А.Н. Геннадиевым в Ставрополье, показали, что карбонатный профиль черноземов 3000–4000 лет назад существенно отличался от современного. Верхняя часть профиля подкурганных почв оказалась выщелоченной даже в ареалах современных южных черноземов. Автономное положение почв исключает возможность луговых фаз почвообразования, т.е. остается предположить, что в климатическом оптимуме оно протекало в условиях, близких лесостепным.

Если неоднородность почвенного покрова, связанная с пестротой пород и засолением, нарушает проявление зональных закономерностей в отдельных частях Южно-Русской провинции, то в *Заволжской провинции* почвенный покров становится еще более сложным по этим же причинам почти повсеместно. Одновременно сохраняются фациальные тренды в изменении свойств зональных степных почв: укорачивается их гумусовый профиль при увеличении содержания гумуса в верхнем горизонте; они относятся как к черноземам, так и к каштановым почвам. В пределах Заволжской провинции выделяются два различных в геоморфологическом и почвенном отношении регио-

на: Высокое Заволжье и северо-западная часть Прикаспийской низменности.

Высокое Заволжье включает возвышенность Общий Сырт, занимающую северную, большую часть провинции, и южные отроги более высокой Бугульминско-Белебеевской возвышенности — «яры». Общий Сырт состоит из отдельных структурно-эрозионных субширотных плоских или асимметричных увалов (Каменный Сырт, Меловой Сырт, Средний Сырт) на высотах 100–250 м. Они сложены разнообразными по составу (от песков до засоленных глин) осадочными породами и перекрыты 10–30-метровой толщей сильнокарбонатных сыртовых суглинков. В наиболее высоких участках и на придолинных склонах на поверхность выходят мергели, доломиты и глины. Засоленные глины, результат самой северной трансгрессии Каспия (акчагыльской), выполняют все понижения в южной части Общего Сырта; в северной его части прослеживаются подзоны обыкновенных (местами фрагментарно) и южных черноземов примерно в равном по площади соотношении с лугово-черноземными и луговыми почвами на речных террасах (рис. 9.3). Обыкновенные черноземы по террасам крупных рек заходят даже в лесостепную область. Они представлены среднемощными средне- и малогумусными видами. Низкая гумусированность большей части пахотных почв является следствием ускоренной эрозии, реже — легкого гранулометрического состава. В связи с составом пород наиболее распространены глинистые разновидности. Доля натрия в ППК 1–2%. В южных черноземах, также преимущественно глинистых и тяжелосуглинистых на сыртовых глинах, содержание поглощенного натрия увеличивается до 3%. Как и обыкновенные, южные черноземы представлены в основном среднемощными мало- и среднегумусными видами. С глубины 1,5–2 м в профиле появляются

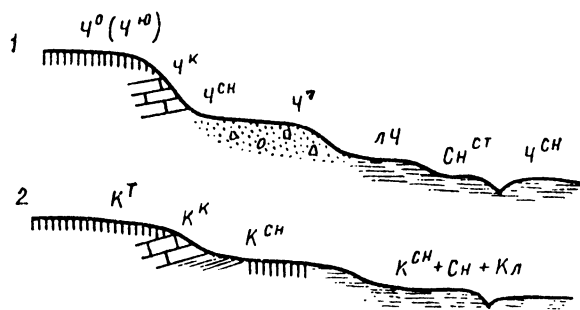


Рис. 9.3. Почвенные катены Общего Сырта:

1 — северная часть, зона черноземов, 2 — южная часть, зона каштановых почв

кристаллы гипса и наблюдается слабое хлоридно-сульфатное засоление (Почвенный покров..., 2001).

На выходах плотных пород в гребнях сыртов или по бортам террас и на крутых склонах однородность ареалов подзональных подтипов черноземов нарушается пятнами сильно эродированных черноземов, остаточно-карбонатных, песчаных. На засоленных глинах встречаются степные солонцы и солонцеватые черноземы, последние занимают нижние части склонов. Почвы террас (глубоко)солончаковаты.

Подзона темно-каштановых почв занимает основную часть сухой степи, начинаясь к югу от реки Ирғиз, т.е. южную часть Общего Сырта. Примерно половина темно-каштановых почв относится к солонцеватым, среди каштановых солонцеватые почвы составляют 60%. По соотношению горизонтов в профиле, содержанию гумуса, составу ППК и ряду других свойств темно-каштановые почвы близки южным черноземам. В каштановых почвах содержание гумуса в пахотном горизонте уменьшается до 2,5–3,5%, а мощность гумусового горизонта — до 30 см.

В ареале темно-каштановых почв преобладают однородные ареалы почв или сочетания, а комплексы со степными солонцами встречаются лишь на южных покатых склонах. Глубокосолончаковатые или незасоленные гумусированные темно-каштановые почвы на сыртовых глинах образуют сочетания с темно-каштановыми и каштановыми солонцевато-солончаковатыми на склонах. Засоление хлоридно-сульфатное и сульфатное. В подзоне каштановых почв распространены комплексы, особенно в полосе перехода к Прикаспийской низменности. Вне комплексов каштановые почвы занимают крайне ограниченные площади; местами они выходят на поверхность увалов в южных частях Общего Сырта. На акчагыльских глинах низких террас широко распространены комплексы солонцов, солонцеватых каштановых и лугово-каштановых почв.

На периферии Прикаспийской низменности главной закономерностью строения почвенного покрова является комплексность. Ее причины и особенности эволюции подробнее будут рассмотрены в разделе, посвященном почвенному покрову основной (полупустынной) части низменности.

Таким образом, для почвенного покрова и почв области характерны следующие черты:

- ясная выраженность зон черноземов и каштановых почв;
- своеобразие черноземов Предкавказской почвенной провинции;
- засоление и солонцеватость почв;

- появление элементов комплексности почвенного покрова на юго-востоке;
- незначительное влияние выходов плотных пород на состав почвенного покрова.

9.3. ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ОБЛАСТЬ

Область протягивается узкой субширотной полосой в пределах Западно-Сибирской низменности, а на юго-востоке, в Приобье, переходит в предалтайские подгорные равнины. По характеру рельефа, пестроте почвенного покрова и главным закономерностям его строения Западно-Сибирская степная область очень близка лесо-лугово-степной, отличаясь от нее составом почв в связи с более южным положением. Общими для обеих областей являются геохимические особенности, связанные с бессточностью и миграциями солей в ландшафтах. Им посвящена обстоятельная монография Н.И. Базилевич «Геохимия почв содового засоления» (1965).

9.3.1. Факторы почвообразования

Как и в других областях, расположенных к востоку от Урала, в степной Западно-Сибирской области усиливается континентальность климата. Коэффициент увлажнения изменяется от 0,5 до 0,8. Если в Европейской области суммы активных температур в отдельных степных провинциях превышают 3000°, то здесь, в степной зоне, они составляют всего 2000–2200°. В очень холодные малоснежные зимы почвы глубоко промерзают; лето, хотя и жаркое засушливое, непродолжительно, длительность вегетационного периода составляет 130–140 дней, так что период активного почвообразования сокращен.

В северной части области на немногих сохранившихся целинных участках распространены разнотравно-дерновинно-злаковые степи с красным ковылем и многочисленными видами разнотравья. Для солонцов, встречающихся среди степной растительности, характерны пустынно-степные группировки из полыней, кермеков, полынка. В составе южных дерновинно-злаковых степей преобладают типчак, ковылок, тырса. На легких породах уменьшается густота покрова, а в составе его появляются характерные псаммофиты: ковыль песчаный, волоснец гигантский. Встречается и древесная растительность, как и в лесостепной области, в виде колков — зарослей ивы и осины в

западинках, которыми испещрены огромные пространства плоских равнин Приобья и Tobол-Иртышского междуречья. Не менее характерным элементом степных ландшафтов Приобья являются ленточные боры на песках древних ложбин стока ледниковых вод.

Пашни занимают около половины всей площади, причем количество их резко увеличилось в конце 50-х гг. XX в. в ходе кампании по освоению целинных и залежных земель, жертвами которой были главным образом южные черноземы и каштановые почвы, преимущественно легкого гранулометрического состава.

В течение голоцена на территории сохранялись степные ландшафты. Однако встречаются и почвы с остаточными признаками прошлого почвообразования, имевшего более гидроморфный характер, чем современное.

Как и в лесо-лугово-степной области, большая часть территории занята низкими, почти бессточными равнинами: неогеновой равниной озерной аккумуляции в междуречьях Тобола–Ишима–Иртыша и озерно-аллювиальной аккумуляции, относимой к Причановской депрессии (Воскресенский, 1968), называемой также Барабинской низменностью. Она переходит в менее заболоченную плоскую аллювиально-озерную Кулундинскую равнину. В Барабе близко к поверхности подходят засоленные неогеновые глины, влияющие на минерализацию высоко стоящих грунтовых вод, которые питают многочисленные озера и заболачивают крупные и мелкие западины и ложбины.

Рельеф Приишимской равнины, как и в лесо-лугово-степной области, гривисто-лощинный, с западинами как на гривах, так и в заболоченных межгривных пространствах. Юго-восточная часть области занята повышенным плоскоувалистым Приобским плато, расположенным на высотах 170–320 м; оно перекрыто лесовидными суглинками и местами значительно расчленено овражно-балочной сетью. В отличие от лесо-лугово-степной области здесь песчаные массивы представляют собой не только вытянутые древние ложбины стока, но и более обширные плоские равнины. Над Приобским плато на юге резко возвышаются предгорья Алтая.

9.3.2. Особенности почв и почвенного покрова

Гидроморфизм и засоление ландшафтов вуалируют проявление зональных закономерностей, которые более отчетливы в степной области, чем в лесо-лугово-степной (см. рис. 8.4).

Причины гидроморфизма те же, что и в расположенных севернее областях в пределах Западно-Сибирской низменности, лишь слегка изменяется их соотношение. Главными причинами остаются плоский рельеф, мощные толщи слабо фильтрующих рыхлых отложений, близкое залегание грунтовых вод. Если в северных областях локальный дренаж осуществляется гидросетью, то степная область пересекается лишь транзитными реками, т.е. она представляет собой почти исключительно область внутреннего стока.

Бессточность в прошлом и настоящем определяет развитие соленакопления, характерной чертой которого является значительное участие соды в составе солей. Ее основным источником, как и в лесо-лугово-степной области, служит выветривание Na-содержащих пород. Второстепенное значение имеют специфические химические реакции в почвах, озерах и болотах, поглощение Na некоторыми растениями (Базилевич, 1965). Содовое засоление распространено на междуречьях в отдельных местных очагах аккумуляции; к юго-западу в составе солей возрастает участие хлоридов и сульфатов. Сода отсутствует в засоленных почвах древних песчаных ложбин. Перераспределение солей в ландшафтах колючей Барабинской степи определяется, с одной стороны, биоклиматическими факторами, с другой — особенностями миграции солевых масс в связи с растворимостью солей (см. рис. 8.4).

Климатические условия ограничивают деятельность почвенной биоты во времени, хотя она довольно активна летом и способствует формированию свойственных черноземам гумусовых аккумуляций небольшой мощности. Мезофауна не заходит глубоко в почвенную толщу, и следы ее деятельности далеко не столь выразительны, как в европейских степных почвах. В результате обыкновенные черноземы на суглинках представлены средне- и маломощными видами, но содержат 7–8% гумуса. Характерную для почв Западной Сибири языковатость обычно объясняют промерзанием с сильным и глубоким криогенным растрескиванием. Карбонаты представлены пропиточными и сегрегационными формами. Среди обыкновенных черноземов нередки разности с пониженным вскипанием на легких породах.

На Tobol-Ишим-Иртышском междуречье зональные почвы — черноземы обыкновенные — тяготеют к наиболее дренируемым участкам на гривах, как и в лесо-лугово-степной области. Среди них встречаются даже выщелоченные на самых легких отложениях грив. При незначительном ухудшении дренажа обыкновенные черноземы замещаются солонцеватыми черноземами,

которые, в свою очередь, на слабодренированных межгивных равнинах уступают место лугово-черноземным почвам, солонцеватым и/или солончаковатым. В западинах не только на ровных суглинистых междуречьях, но и на гривах встречаются солоды. Многочисленны и разнообразны солонцы и солончаки, занимающие все пониженные элементы рельефа. Более однородные ареалы черноземов приурочены к приречным дренированным участкам вдоль Тобола и Иртыша (Прииртышский увал). К югу обыкновенные черноземы сменяются южными, средне- и малогумусными, тоже языковатыми. На относительно дренированных частях Приишимской равнины они образуют собственные небольшие ареалы, но чаще встречаются в разных комбинациях с лугово-черноземными солонцеватыми почвами в понижениях и солодами в западинах.

На ровной поверхности Приобского плато, заключенного между алтайскими предгорьями, Кулундой, долиной Оби и Барабинской низменностью, отчетлива зональная смена почв от черноземов обыкновенных и южных (среди которых здесь часты солонцеватые разности) до каштановых почв; ближе к предгорьям появляются после долгого перерыва типичные черноземы. Встречаются комплексы солонцеватых черноземов с солонцами. Приобское плато полностью распахано, за исключением ленточных боров и многочисленных колков. Именно здесь была обнаружена «выпаханность» обыкновенных черноземов, ясно выраженная в потере гумуса (Лебедев, 1975).

Плоские, испещренные многочисленными колками и озерными котловинами поверхности, особенно с солеными и солончатыми озерами, характерны для Барабинской низменности. Меньшие площади здесь заняты гривисто-лощинными равнинами. Соответственно почвенный покров Барабы слагается всей гаммой перечисленных почв, начиная от черноземов обыкновенных и выщелоченных и кончая солонцами, солодами и лугово-болотными засоленными почвами.

Большое количество разнообразных озер — пресных, солончатых и соленых, содовых и хлоридно-сульфатных — характерно для степной Кулунды, особенно ее центральной части, где число озер приближается к 3000. Рельеф Кулунды представляет собой серию концентрических озерных террас, образовавшихся при сокращении четвертичного водного бассейна, от которого остались озера Кулундинское и Кучукское. В отличие от Барабы почвы и породы имеют здесь легкий гранулометрический состав и однородны на больших пространствах. Преобладают темно-каштановые и каштановые почвы, к северо-востоку от Кулундин-

ского озера они сменяются южными черноземами. Некоторое однообразие почвенного покрова в ареалах последних нарушается колочными солодами, в ареалах каштановых почв — пятнами солончаков и лугово-болотных почв. Интересной особенностью территории является наличие линз пресных грунтовых вод под колками на фоне довольно пестрой по составу и высокой минерализации грунтовых вод и верховодки. Поэтому колочные почвы опреснены, тогда как в расположенных рядом суглинистых почвах солевой горизонт залегает в пределах 1–2 м от поверхности.

Песчаные древние ложбины стока ледниковых вод (с Алтая) с ленточными борами пересекают суглинистые или песчано-суглинистые равнины Барабы и Приобское плато в направлении с юго-запада на северо-восток. Некоторые из них совпадают с современными речными долинами (например, Бурлинская ложбина, разделяющая Барабинскую низменность и Кулундинскую равнину), во многих тянутся цепочки озер. Ложбины выполнены с поверхности тонкими кварцевыми песками, сменяющимися супесями в краевых частях, и представляют собой плоские обширные террасовые поверхности, местами с эоловым мезорельефом и озерными котловинами. В зависимости от мезорельефа меняются типы сосновых лесов: от мертвопокровных и травяных с подлеском из желтой акации до долгомошных и черничников (цв. ил. 34).

Автономные песчаные почвы ложбин имеют слабо дифференцированный по подзолисту типу профиль; слабое осолодение обнаруживается только аналитически. В почвенном поглощающем комплексе присутствуют одновременно H^+ и Na^+ . Признаки протекания большинства почвенных процессов выражены неясно, реакция изменяется от нейтральной до слабощелочной, особенно в понижениях, где близко подходят к поверхности грунтовые воды и в почвах заметны признаки глееватости. Почвы называются дерново-слабоподзолистыми (дерновыми слабоиллювиально-железистыми) слабоосолоделыми. По периферии лощин тянется полоса супесчаных черноземов с пониженным вскипанием, образующих переход к зональным суглинистым почвам, как и в лесо-лугово-степной области. Необычность ландшафтов древних лощин с их ленточными борами и альфегумусовыми почвами среди сухой степи усугубляется соседством разнообразных солончаков с очень пестрым химизмом засоления и/или лугово-болотных солончаковатых почв, обрамляющих соленые озера.

Глава 10

ПОЛУПУСТЫННАЯ ОБЛАСТЬ

Область включает западную часть Прикаспийской низменности с широтно-зональными макроструктурами: пустынно-степной светло-каштановой почвенной подзоной и собственно полупустынной бурой зоной. Однако зональные почвы занимают небольшие площади из-за распространения почв засоленного ряда, образующих с ними разнообразные комплексы. От основной по площади части области резко отличаются Волго-Ахтубинская пойма и дельта Волги.

10.1. ФАКТОРЫ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ: УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЧВ И ЭВОЛЮЦИИ ПОЧВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Прикаспийская низменность — морская аккумулятивная равнина, полностью освободившаяся от вод хвалынского моря только в голоцене, однако местами испытывающая постоянное влияние трансгрессий и регрессий Каспия. Со всех сторон она окружена возвышенностями, в российской части на западе — отрогами Приволжской возвышенности и ее южным продолжением Ергенями, на севере — высокими равнинами Общего Сырта.

Абсолютные высоты Прикаспийской низменности составляют 45–50 м на севере и около –20 м на юге. В целом низменность имеет плоский рельеф, но поверхность ее благодаря аридному климату сохранила некоторые черты устройства морского дна и побережья; остались также впадавшие в море ложбины, которые следовали за ним при отступании берега; встречаются слепые дельты. По крупным древним «проливам» — Сарпинскому (бывшей долине Волги) и Манычскому, соединявшим Каспийское море с Черным, тянутся цепочки соленых озер. Монотонность равнины нарушается «горами» — так называют здесь отдельные солянокупольные поднятия высотой 50–70 м, озерами и сорами, а также лиманами и падинами, бессточными реками и слепыми дельтами (рис. 10.1). Самые глубокие и обширные из замкнутых понижений (глубина 4 м, диаметр до 8 км), обычно вытянутые и генетически связанные с отступающим морем, называют лиманами; падины имеют глубину 1–1,5 м и меньшую протяженность¹.

¹ Доскач А.Г. Природное районирование Прикаспийской полупустыни. М., 1979.



Рис. 10.1. Берег озера Эльтон с солянками

Всем ровным суглинистым поверхностям свойствен плоско-западинный и ложбинный микрорельеф. Его происхождение чаще всего связывают с процессами суффозии, в результате которых могут усиливаться первичные неровности поверхности аккумулятивных суглинистых равнин или возникать новые, поскольку содержание и/или процессы растворения солей, всегда в тех или иных количествах присутствующих в рыхлых отложениях, пространственно неоднородны. При растворении и перераспределении солей происходит перестройка сложения минеральной основы, отдельные участки ее сильнее различаются по уплотнению, что усиливает неравномерность увлажнения, следовательно, выноса солей и просадок. Процессы суффозии развиваются преимущественно в суглинках и отсутствуют в глинах и песках. Кроме них встречаются микроповышения — бугры, образующиеся при сооружении сусликами нор, кладовых, ходов и пр. Они называются в Прикаспии бутанами и выделяются на местности особенно разреженной растительностью, иногда пятнами солевых выцветов. Песчаные массивы, например печально известные Черные Земли, имеют грядово-бугристый мезорельеф, микрорельеф практически отсутствует.

Состав поверхностных отложений закономерно изменяется с севера на юг в сторону Каспия. Северная часть низменности (абс. высота 50–0 м) сложена раннехвалынскими суглинками, в депрессиях встречаются шоколадные глины. С уровня 10–12 м начинают появляться легкие суглинки и супеси, которые в южной части равнины, т.е. ниже нулевых отметок, сменяются позднехвалынскими отложениями легкого гранулометрического состава,

среди которых переветренные пески образуют довольно крупные массивы, например район Черноземельской песчаной равнины. Вдоль побережья тянется полоса современной приморской песчано-солончаковой равнины, а к западу и востоку от волжской дельты расположены участки «подстепных ильменей» — замкнутых или открытых проток либо заиленных понижений с невысокими плоскими грядами («бэровскими буграми») между ними.

Грунтовые воды хлоридно-магниевого, сульфатно-хлоридно-натриевого, залегают на небольшой глубине, которая колеблется от 1–2 до 7–8 м в разных частях низменности и под разными формами мезо- или микрорельефа.

В теплое время года в Прикаспийской низменности выпадает 160–200 мм осадков на севере и 100 мм на юге, что при испаряемости 800–1000 мм определяет высокую степень засушливости климата. Зимние осадки в количестве 65–80 мм имеют особенное значение, поскольку именно они формируют влагозапасы почвы: летние дожди не всегда даже достигают поверхности, испаряясь в воздухе. Средние температуры июля составляют 20...26, января — от –5 до –12 °С, почвы промерзают на короткое время. В паводки и во время весеннего снеготаяния разнообразные формы мезо- и микрорельефа наполняются на короткое время водой, которая обеспечивает существование луговой растительности, некоторое опреснение почв и снижение минерализации грунтовых вод под ними.

Сильное засоление почв и ландшафта в целом — характерная особенность полупустынных областей, прямое следствие высокой аридности климата, а также состава отложений и геологической истории. Площади, занимаемые почвами засоленного ряда, в полупустынной области больше, чем в пустынях. Источники солей в ландшафтах полупустынь различны, но наибольшее значение имеет состав отложений. В табл. 10.1 приведены источники солей в почвах Прикаспийской низменности (по Боровскому, 1978; расчет В.А. Ковды).

Состав солей в почвах определяется преимущественно источником соленакопления, но трансформируется почвенно-геохимическими процессами, обнаруживая определенные закономерности. Они отражены на карте типов засоления почв европейской части СССР (масштаб 1:3 М, 1973).

Для северной части Прикаспийской полупустыни на суглинистой раннехвалынской равнине характерными считаются злаково-полынные сообщества с участием галофитов на светлокаштановых почвах. Южная полупустыня на позднехвалынской равнине, сложенной более легкими отложениями, представлена злаково-полынно-солянковыми сообществами. Однако это разделение носит достаточно общий характер в связи с комплексностью

Источники солей в почвах Прикаспийской низменности (по Боровскому, 1978)

Источники солей*	Количество, т
Содержание в 4-метровой почвенно-грунтовой толще отложений каспийских трансгрессий	$3,3 \times 10^9$
Поступление за счет растворения соляных куполов	$1,75 \times 10^8$
Приток с поверхностным стоком «слепых» рек	$3,5 \times 10^5$
Имппульверизация с Каспийского моря	2×10^5

* Не учтены: а) соли, поступающие с грунтовыми водами в пределы низменности; б) соли грунтовых вод, откачиваемых при нефте- и газодобыче; в) соли, растворяющиеся из пермских отложений вне соляных куполов.

почвенно-растительного покрова и его антропогенными изменениями. Стоит напомнить, что именно совместными почвенно-ботаническими исследованиями известных ученых — ботаника Б.А. Келлера и почвоведом Н.А. Димо — было выявлено и детально проанализировано явление комплексности еще в 1907 г. Антропогенные воздействия, главным образом (пере)выпас, отчасти регулирование водного режима, приводят к гомогенизации растительного покрова.

Вопросы эволюции ландшафтов и почв полупустынной области привлекали к себе внимание палеогеографов, почвоведов и археологов постоянно, но особенно сильно в последние десятилетия по двум причинам. В полупустынных почвах, как и во многих аридных, проявления прошлого педогенеза относительно хорошо сохранились. Кроме того, известны основные события в палеогеографии и истории народов в этом регионе, т.е. возможен надежный контроль диагностики почв, с одной стороны, и объяснения исторических событий природными явлениями — с другой.

Обсуждая эволюцию почв Западного Прикаспия на основе изучения почв, погребенных под курганами разного возраста, А.Н. Геннадиев и Т.А. Пузанова (1994) обращаются к расчетам изменений климата и ландшафтных условий в голоцене, выполненным А.Е. Спиридоновой (рис. 10.2). Началом формирования почв на раннехвалынской равнине они считают момент обсыхания бывшего морского дна 11–12 тыс. лет назад после стадии аккумуляции осадков в морском бассейне, переставшем существовать на рассматриваемой территории 15–16 тыс. лет назад. Для позднехвалынской равнины почвообразование началось 9–10 тыс. лет назад. В течение следующих предпочвенных стадий эволюции происходило формирование литологической неоднородности

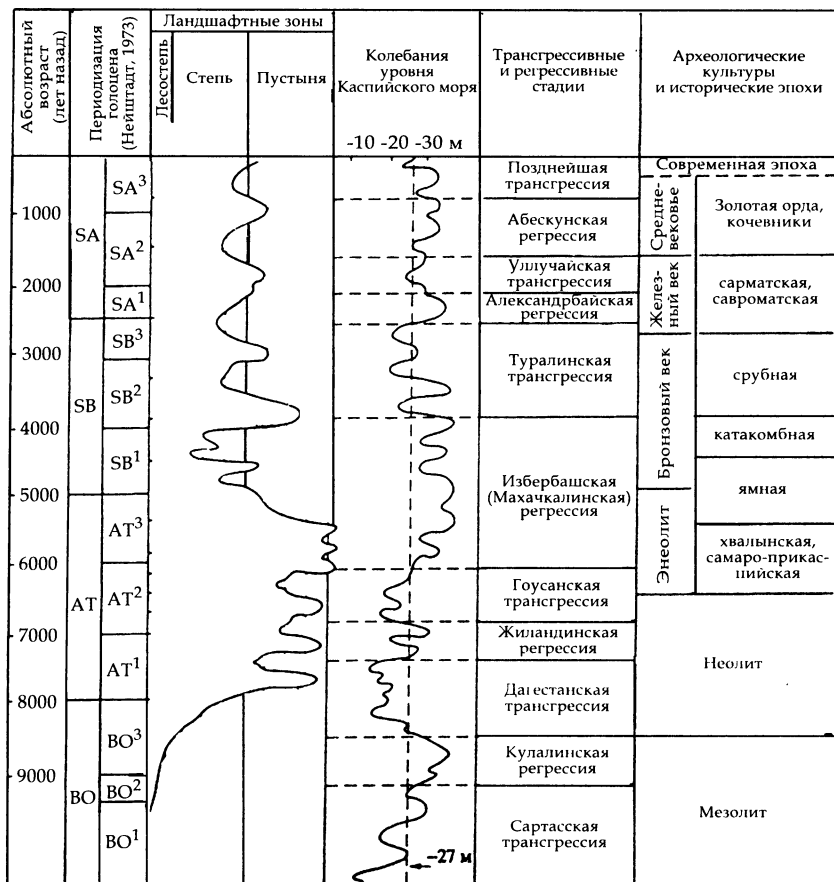


Рис. 10.2. Хронология и синхронизация палеогеографических обстановок и археологических культур в Западном Прикаспии в голоцене (по Геннадиеву, Пузановой, 1994)

отложений в береговой зоне отступающего моря, сменившееся стадиями образования мезо- и микрорельефа. Развитие микрорельефа, по мнению исследователей, начиналось в атлантическом периоде в обширном однородном ареале солончаковых, литологически неоднородных почв, которые впоследствии эволюционировали в солонцы в связи с колебаниями климата. Так, во время климатического максимума в конце атлантического — начале суббореального периода в Западном Прикаспии распространились разнотравные степи. Пик аридизации климата 4200–3900 лет назад был наиболее «жестким», характеризовался растительностью злаково-маревых пустынь и считался оптимальным для образования солонцов. Второй пик аридизации в суббореальном периоде,

3200–2900 лет назад, был слабее и сменился стабильным климатом, аналогичным современному. Дифференциацию почвенного покрова по элементам микрорельефа, т.е. образование комплексности, на раннехвалынской равнине А.Н. Геннадиев и Т.А. Пузанова относят к суббореальному периоду и на позднехвалынской — к началу субатлантического. Современные условия обеспечивают «развивающую эволюцию», по В.О. Таргульяну, как для комплексности почвенного покрова, так и для каждого из двух зональных типов почв — светло-каштановых и бурых.

10.2. ОСОБЕННОСТИ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ В ЗОНАЛЬНЫХ ПОЧВАХ

Высокий солевой фон, континентальность климата, острый дефицит влаги определяют главные направления почвообразования области и сходство автономных, точнее зональных¹, почв. Светло-каштановые почвы, по мнению многих исследователей (М.А. Глазовская, Ю.А. Ливеровский, В.В. Егоров и др.), значительно ближе к бурым полупустынным, чем к степным каштановым. В «Классификации почв России» светло-каштановые и бурые почвы объединены в один тип бурых аридных. Сходство этих почв проявляется в следующем.

- Профили почв маломощны, почвообразование и выветривание малоинтенсивны, во всем облике профиля доминируют породные признаки. Последние определяют цвет, отчасти структуру, сложение и особенности солевого профиля.
- Почвы высококарбонатны, вскипают с поверхности или на небольшой глубине. Карбонаты представлены сегрегационными формами, чаще всего белоглазкой. Засоление обнаруживается в пределах верхнего метра. В составе солей преобладают сульфаты. В почвенно-геохимическом цикле солей важную роль играет растительность.
- Процесс гумусонакопления выражен слабо: содержание гумуса около 1–2%, состав его фульватный, несмотря на избыток оснований и щелочную реакцию. Причина такого, на первый взгляд, несоответствия свойств почвы и условий среды заключается в особенностях педоклимата. Сочетание достаточно высоких температур и влажности, при котором могут развиваться процессы преобразования органического вещества, кратковременно, но обеспечивает быстрое разложение и минерализацию органических остатков. Условия,

¹ Светло-каштановые и бурые почвы обычно занимают в комплексах микро-склоны.

благоприятные для образования сложных гумусовых веществ, для «вызревания» гумуса, многократной переработки органического материала почвенными организмами, т.е. факторы формирования гумуса степных почв, здесь отсутствуют.

- В профиле светло-каштановых и бурых почв выделяются 3 группы горизонтов. В первую входят горизонты мощностью 10–15 см, светлые, в наибольшей мере измененные почвообразованием, имеющие непрочную комковато-слоеватую структуру, обычно легкий гранулометрический состав. Вторую группу образуют уплотненные глыбисто-ореховатые (иногда с призмовидностью) горизонты, с признаками солонцеватости, более тяжелым гранулометрическим составом, с новообразованиями карбонатов. К третьей группе относятся солевые горизонты с мелкими кристаллами гипса и легкорастворимых солей, по структуре, сложению, цвету аналогичные материнской породе.

Различия между светло-каштановыми и бурыми почвами проявляются в содержании гумуса и солонцеватости. Вполне закономерно более высокое содержание гумуса и более широкое отношение $S_{гк}/S_{фк}$ в светло-каштановых почвах как отражение менее жестких биоклиматических условий почвообразования. В обеих почвах иногда отмечается невысокое содержание обменного натрия (2–3% от емкости поглощения), однако солонцеватость ярко выражена морфологически. Для бурых почв это противоречие объясняется зависимостью солонцеватости от растительности и ее сезонных циклов. Так, в короткую весеннюю фазу активного почвообразования из растительных остатков в первую очередь освобождается натрий, который вытесняет кальций из поглощающего комплекса. Позднее в почвенном растворе начинает преобладать Ca^{2+} , постепенно вытесняющий Na^+ . Подобные ежегодные циклы обусловили дифференциацию профиля при малом (в момент измерения) участии натрия в составе поглощающего комплекса (Будина и др., 1966).

Принимая предположение о биогенной солонцеватости бурых почв, можно прийти к выводу, что она является их обязательным, зонально обусловленным признаком, отделяющим бурые почвы от светло-каштановых. Однако существует мнение о более яркой выраженности солонцеватости в каштановых почвах по сравнению с бурыми (Будина и др., 1966). Оно в известной мере подкрепляется гипотезой о наличии солонцовой стадии в эволюции светло-каштановых почв. Кроме того, в профиле бурых почв присутствует слоеватый гумусово-элювиальный горизонт мощностью в несколько сантиметров, считающийся характерным признаком аридного почвообразования (Лобова, 1960; Глазовская, Горбунова, 2002).

10.3. КОМПЛЕКСЫ И ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА

10.3.1. Равнины Северо-Западного Прикаспия

Если в степях Заволжья комплексность почвенного покрова проявлялась в отдельных участках суглинистых равнин, преимущественно в условиях слабой дренированности, то в полупустынях комплексность почти повсеместна и однородные почвенные ареалы можно считать, скорее, исключением, чем правилом. К ним относятся песчаные массивы, некоторые ареалы засоленных и луговых почв.

Развитие комплексов в полупустынях (как и в тундрах) связано с экологическими условиями, близкими к экстремальным. Непосредственной причиной комплексности почвенно-растительного покрова полупустынь большинство исследователей считают микрорельеф в сочетании с дефицитом влаги. «Где влага находится в минимуме, эффекты ее распределения резко сказываются на ландшафте», — писал С.С. Неуструев (1931), один из первых исследователей комплексности почвенного покрова в широком географическом аспекте. Обсуждая причины формирования комплексов, В.М. Фридланд особо выделял значение микрорельефа как «перераспределителя влаги, растворимых веществ и тепла» (1972). В приводимой им таблице факторов формирования почвенных комбинаций для комплексов указаны следующие: рельеф, суффозия, неоднородность снежного покрова, грунтовые воды, пестрота растительного покрова, деятельность землероев, влияние человека.

В условиях острого дефицита влаги микрозападины оказываются в наиболее выгодном положении за счет повышенного (по сравнению с бугорками) поступления атмосферной влаги и более длительного ее присутствия в почве. Атмосферная влага поступает в микрозападины не столько вследствие поверхностного стока во время летних дождей, сколько в результате перераспределения снега ветром и задержания его более густой растительностью западин. Прямые наблюдения на Джаныбекском стационаре Почвенного института им. В.В. Докучаева позволили получить интересные данные об увлажнении почв — компонентов комплекса. При среднегодовой сумме осадков 275 мм в районе исследований почва бугорка получает ежегодно 218 мм, склона — 305, западины — 275 мм (Роде, Польский, 1961).

Устойчивости и контрастности почвенных комплексов способствует близкое залегание грунтовых вод. Оно обеспечивает постоянство геохимических связей между компонентами комплексов: соли, выносимые из почв микрозападин, поступают в

грунтовые воды, поддерживая их высокую минерализацию. Аккумуляция солей в почвах микроповышений связана с «эффектом фитиля», следствием выпотного водного режима. С понижением уровня грунтовых вод геохимические связи и механизмы формирования комплексов нарушаются. Комплексы эволюционируют в другие или исчезают. К причинам эволюции комплексов относятся также изменения положения базиса эрозии, нарушения режима поверхностного увлажнения. Различные типы изменений почв комплексов, как метаморфоз, так и саморазвитие, рассматривались многими исследователями в Прикаспии — «классической стране комплексов» (Е.Н. Иванова, В.М. Фридланд, А.А. Роде, И.В. Иванов и др.).

Е.Н. Иванова и В.М. Фридланд выделяют около 100 вариантов комплексов, различающихся составом почв и соотношением компонентов (табл. 10.2). Солонцы могут занимать от 15 до 80% площади комплексной равнины, остальное приходится на зональные и солонцевато-солончаковатые лугово-каштановые почвы. Наиболее распространены комплексы с участием солонцов под

Таблица 10.2

Факторы формирования и состав почвенных комплексов Прикаспийской полупустыни (по Ивановой, Фридланду, 1954)

Факторы формирования комплексов	Классы комплексов		
	Луговые	Лугово-степные	Степные
Уровень грунтовых вод, м	3	3–8	8
Питание	Грунтовое и паводковое	Атмосферное, слабое грунтовое	Атмосферное
Рельеф	Лиманы, низкие террасы	Недренированные суглинистые равнины	Суглинистые равнины, склоны
Растительность	Луговая, с участием галофитной	Сухостепная, полупустынная, лугово-степная	Сухостепная, с участием полупустынной
Количество вариантов комплексов	25	62	19
Основные компоненты	Луговые, луговые солонцы, луговые солончаки	Лугово-каштановые солонцеватые и выщелоченные, солонцы	Каштановые, в том числе солонцеватые, солонцы
Пути эволюции	Неустойчивость, эволюция в лугово-степные комплексы	Максимальное развитие, расселение, остепнение	Затухание остаточной комплексности, развитие новой на склонах

черной полынью, кокпеком и кохией (рис. 10.3); светло-каштановых почв с полынью белой, ромашником и редкими злаками (типчак, житняки); лугово-каштановых почв с относительно густым разнотравно-злаковым покровом. Светло-каштановые и лугово-каштановые почвы могут быть солонцеватыми. Самыми динамичными Е.Н. Иванова и В.М. Фридланд считают лугово-степные комплексы, в них участвует и наибольшее количество почв. Луговые комплексы приурочены к лиманам, и их развитие связано с режимами затопления.

Приведем в качестве примера характеристику трехчленного сложного и контрастного комплекса, состоящего из солонца лугово-степного солончаковатого, луговой светло-каштановой и лугово-каштановой почвы. Подобные комплексы широко распространены на плоской суглинистой равнине Северного Прикаспия и были детально изучены на Джаныбекском стационаре Почвенного института им. В.В. Докучаева (Роде, Польский, 1961; Роде и др., 1974; Соколова и др., 2000; рис. 10.4). Грунтовые воды залегают на глубине 5–7 м, на плане отчетливы суффозионные западинки с лугово-каштановыми почвами, площадь которых составляет 20–25%. Глубина микрозападинок колеблется от 2–5 до 30–50 см относительно фоновой поверхности со светло-каштановыми почвами. Над ней возвышаются (на 20–50 см) выбросы сусликов (бутаны). Микроповышения, в том числе бутаны, заняты лугово-степными солонцами, которые преобладают по площади, составляя 40–50% площади комплекса. Суслики и другие роющие животные перемешивают и разрыхляют почву, создают микроповышения, выносят на поверхность соли,

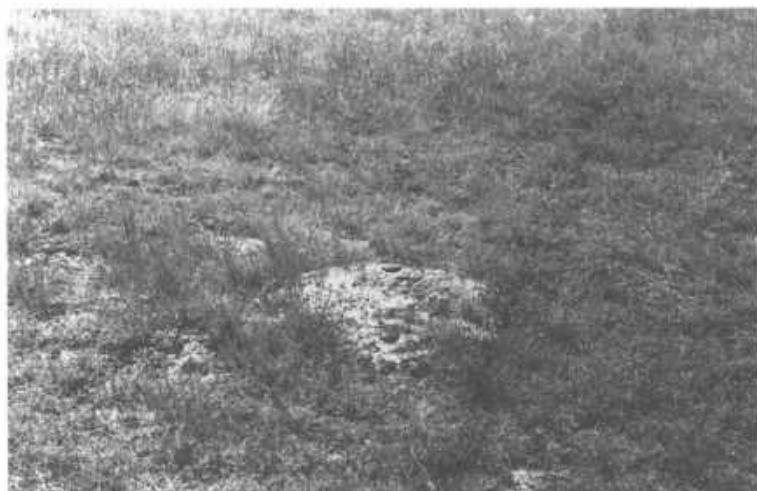


Рис. 10.3. Пятно с солонцом корковым на микроповышении

нарушая сложившуюся последовательность аккумуляции их в почве. Другими словами, деятельность землероев, масштабы которой, по оценкам зоологов, существенны, как бы противоположна процессам опреснения и другим, протекающим в микрозападинах. Известная случайность выбросов служит фактором дестабилизации комплексов и тем самым поддерживает их динамичность.

Изучение почвенных комплексов, захороненных под курганами разного возраста, позволило В.А. Демкину и И.В. Иванову (1985) предложить схему эволюции трехчленного комплекса за последние 4–5 тыс. лет, которая близка рассмотренным выше представле-



Рис. 10.4. План солонцового комплекса вблизи пос. Джаныбек Западно-Казахстанской области (по Роде, Польскому, 1961):

1 — солонцы лугово-степные солончаковые, 2 — солонцы лугово-степные, 3 — светло-каштановые луговатые солонцеватые, 4 — лугово-каштановые, 5 — бутаны сусликов

ниям А.Н. Геннадиева и Т.А. Пузановой. В атлантический период, с его оптимальными для данной территории климатическими условиями, при близком залегании слабоминерализованных грунтовых вод в почвенном покрове преобладали луговые и лугово-степные почвы. В суббореальный период с его пиками аридизации протекали процессы засоления–осолонцевания–рассоления почв, что фиксируется наличием нескольких солевых горизонтов в современных почвах. Около 3000 лет назад в почвенном покрове широко распространились солончаковые солонцы, и Прикаспийская суглинистая равнина приобрела ярко выраженный комплексный характер. В субатлантический период в автоморфных почвах продолжались процессы рассолонцевания и рассоления, которым отчасти противодействовали зоогенные перемещения солей, а в дифференциации почвенного покрова по элементам микрорельефа все большее значение приобретало перераспределение атмосферных осадков. По мнению И.В. Иванова (1992), в настоящее время имеет место тенденция увеличения площади микрозападин и микросклонов.

ТУНДРОВЫЕ ОБЛАСТИ



1. Тундра Северо-Сибирской низменности.
На переднем плане — карликовая березка и ива



2. Разрез ёдомы на Приморской низменности в низовьях Колымы.
Жильный лед перекрыт маломощным слоем суглинка — материнской
породы криозема

БОРЕАЛЬНЫЕ ТАЕЖНЫЕ ОБЛАСТИ



3. Типичный профиль альфегумусового подзола (железистого)



4. Восточноевропейская средняя тайга



5. Сфагновое болото в средней тайге Западной Сибири



6. Грядово-мочажинное болото, вид с вертолета.
Бурые выпуклые полосы — гряды со сфагнумом, светлые узкие извилистые полосы — открытая водная поверхность (мочажины)

БОРЕАЛЬНЫЕ ТАЕЖНЫЕ ОБЛАСТИ

СРЕДНЯЯ СИБИРЬ



7. Трапповые останцы — типичные формы рельефа Среднесибирского плоскогорья



8. Долина реки Учамы (левого притока Нижней Тунгуски) в области глинистых отложений



9. Выходы базальтов в долине реки Учамы



10. Лиственничная тайга на крутом склоне

БОРЕАЛЬНЫЕ ТАЕЖНЫЕ ОБЛАСТИ

СЕВЕРО-ВОСТОК



11. Ландшафт Приохотской части Колымского хребта



12. Северотаежные лиственничники на скальных выходах в низкогорьях северной части Верхоянского хребта



13. Горная тайга на Алданском нагорье



14. Вулкан Кихпинич



15. Профиль пепловой почвы
в зоне умеренного пеплопада,
в поясе ольхового стланика.
Охристый горизонт — в нижней
части толщи



16. Гейзер Великан



17. Высокая терраса Вилюя с брусничным лиственничником на палевых почвах



18. Алас в центральной части Якутской котловины.
В центре — термокарстовое озеро

СУББОРЕАЛЬНЫЕ ЛЕСНЫЕ ОБЛАСТИ
ЗАПАДНАЯ (КАЛИНИНГРАДСКАЯ) ОБЛАСТЬ



19. Широколиственный (дубово-грабовый) лес



20. Осушенное поле на пологом склоне моренного холма; видны коллекторные каналы

ДАЛЬНИЙ ВОСТОК



21. Среднеамурская низменность с отдельными горными массивами

СУББОРЕАЛЬНЫЕ ЛЕСНЫЕ ОБЛАСТИ
ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫЕ ПОЧВЫ



22. Дерново-подзолистая почва на моренном суглинке



23. Дерново-подзолистая языковатая поверхностно-глееватая почва на покровном суглинке



24. Дерново-палевоподзолистая почва на «двучлене»



25. Дерново-подзолистая почва со вторым гумусовым горизонтом



26. Широколиственный лес (дуб, ясень, клен, липа) в Тульских засеках.
Справа — парцелла цветущей черемши



27. Лугово-степная растительность на склонах типичной балки; посадки деревьев на правом склоне. Вдали — выходы писчего мела в долине Северского Донца

ЛЕСОСТЕПНЫЕ ЧЕРНОЗЕМЫ



28. Профиль типичного курского чернозема



29. Зернистая структура аккумулятивно-гумусового горизонта чернозема



30. Признаки перерытости профиля почвенными животными

СУББОРЕАЛЬНЫЕ СТЕПНЫЕ ОБЛАСТИ
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ОБЛАСТЬ



31. Участок ковыльной степи в Заволжье



32. Сильно эродированный склон Приволжской возвышенности



33. Меловой обрыв к Саратовскому водохранилищу

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ОБЛАСТЬ



34. «Ленточные боры» на Приобском плато. На вершине гряды — посадки ивы как способ ограничения ветровой эрозии

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТЕПНЫХ ЧЕРНОЗЕМОВ



35. Вертикально ориентированная белоглазка в пахотном маломощном (смытом) обыкновенном черноземе



36. Языковатость южного маломощного (смытого) чернозема



37. Проявления деградации черноземов: трещины на поверхности и соли на грани структурной отдельности с глубины 120 см

ПОЛУПУСТЫННАЯ ОБЛАСТЬ
ВОЛГО-АХТУБИНСКАЯ ПОЙМА



38. Ландшафт средней поймы



39. Низкая пойма в июне



40. Слитая почва — Вертисоль.
Характерны трещины усыхания на поверхности (крупные и мелкие)

ГОРНЫЕ ОБЛАСТИ

КАВКАЗ



41. Высокогорья Центрального Кавказа — Эльбрус. На переднем плане — базальтовые лавы, вдали на плато — альпийские луга



42. Высокогорья Западного Кавказа (гора Оштен). Альпийский луг и снежники в конце июня



43. Среднегорья Западного Кавказа — лесистые склоны (буково-грабово-дубовые леса) и луг на террасе реки Белой

ГОРНЫЕ ОБЛАСТИ

АЛТАЙ



44. Высокотгорья Юго-Восточного Алтая со снежниками на самых высоких вершинах



45. Среднегорья. Башчелаакский хребет с лиственничными лесами

46. Межгорная котловина (плато Укок)



47. Растительность альпийских лугов

ГОРНЫЕ ОБЛАСТИ

САЯНЫ



48. Высокогорья со скальными гребнями



49. Верхняя граница леса —
ареал альфегумусовых
почв



50. Танзыбейская
котловина в
среднегорной части
Саян

Песчаные массивы — Черноземельская и Астраханская равнины, участки Приволжской песчано-супесчаной полосы (Доскач, 1979) — отличаются относительно однородным почвенным покровом, в котором встречаются участки развеваемых песков. Пески состоят из тонкопесчаной фракции, имеют полиминеральный состав, содержат карбонаты. В закрепленных бугристых песках встречаются прослои погребенных почв, а дневные почвы характеризуются маломощным светлым гумусовым горизонтом под разреженной псаммофитной растительностью.

10.3.2. Волго-Ахтубинская пойма

Волго-Ахтубинская пойма резко выделяется среди окружающих ее полупустынных равнин лесо-луговой растительностью, достаточным увлажнением, обилием водоемов, отсутствием засоления или его слабыми проявлениями, сложным спектром пойменных почв.

Широкая полоса Волго-Ахтубинской поймы, или Ахтубы, представляет собой три аллювиальные поверхности (высотой от 2,5 до 7 м над меженным уровнем), изрезанные многочисленными рукавами, изобилующие старицами и озерами, в той или иной мере затопляемыми полыми водами (цв. ил. 39). Сами поверхности называются займищами; водные компоненты — ильменями, ериками, протоками. Крайние части займищ и гривы (бывшие прирусловые валы и отмели) сложены песками, центральные участки имеют плоский или гривистый рельеф, суглинистый до глинистого состав отложений.

Песчаные полосы и гривы заняты суходольными лугами, чередующимися с перелесками вяза, тополя, ивы. На суглинистых средних поймах преобладают злаково-разнотравно-осоковые луга, местами встречаются дубовые леса с негустым разнотравным покровом (цв. ил. 38). Низкие поймы заняты заболоченными лугами. После строительства волжских водохранилищ высокая и в значительной степени средняя поверхности пойм не заливаются в паводок. В южной части Ахтубы преобладают остепненные луга на легких отложениях, леса из тополя и ветлы тянутся только вдоль русел и не заходят далеко на юг, грунтовые воды залегают ближе к поверхности (2–2,5 м) и имеют более высокую минерализацию, чем на севере.

Почвы пойменных поверхностей Ахтубы представлены следующими группами:

- заболоченными почвами низкой поймы — луговыми, лугово-болотными, солончаковатыми в южной части Ахтубы;

- песчаными дерновыми с разной степенью развития аккумулятивно-гумусового процесса вплоть до слабо развитых «серопесков» в самых дренированных позициях;
- слитоземами на глинах в северной и средней частях Ахтубы;
- аккумулятивно-гумусовыми незасоленными дерновыми зернистыми.

Первые две группы распространены во многих поймах и не являются специфическими для Ахтубы в отличие от почв третьей группы и отчасти четвертой.

Слитоземы редко встречаются в России в силу особенностей климата, однако на рассматриваемой территории высокие температуры сочетаются с контрастами в увлажнении, что является необходимым условием формирования слитых почв. Другое условие — тяжелый гранулометрический состав породы — также соблюдается на отдельных участках поймы. Именно здесь Э.А. Корнблум и Ф.И. Козловский впервые выделили в России слитые почвы и на их примере разработали оригинальную гипотезу слитогенеза, названную ими «оливизацией»¹.

Ареалы слитоземов отчетливо диагностируются на местности по своеобразному гильгайному микрорельефу, состоящему из равномерно распределенных бугров и западин, а также по трещинам на оголенной поверхности (цв. ил. 40). Профиль имеет интенсивную однородную темную, почти черную окраску до глубины около 1 м, слитое сложение, микрооползни. Перемещение почвенных масс, столь характерное для слитоземов, также фиксируется в профилях ахтубинских почв нарушениями в расположении белоглазки. Слитые почвы понижений оглеены в нижних горизонтах.

В противоположность тяжелым бесструктурным слитоземам дерновые зернистые пойменные почвы под участками дубрав на суглинках отличаются сложной многопорядковой структурой аккумулятивно-гумусовых горизонтов, в значительной мере копрогенной, высокой порозностью. Они имеют буровато-серую равномерную окраску, пониженное вскипание, содержат 4–6% гумуса, насыщены основаниями, не оглеены. Их формирование связано с оптимальными условиями увлажнения, особенно в прошлом, когда средняя и высокая поймы испытывали влияние поёмного режима; в их современном режиме увлажнения грунтовые воды, вероятно, участвуют, но не приводят к заболачиванию в силу хорошей дренированности профиля.

Почвы дельты Волги отличаются своеобразным сочетанием процессов оглеения, торфонакопления, заиливания, т.е. аккумуля-

¹ Корнблум Э.А., Козловский Ф.И. Изменение глинистых минералов при образовании почв Волго-Ахтубинской поймы // Почвоведение. 1967. № 11. С. 107–122.

ции илистых частиц из полых вод, местами засоления. Их соотношения зависят от положения в зоне дельты и на мезоформах дельтового рельефа. Так, в пределах Астраханского заповедника в верхней зоне дельты выделяются аллювиальные лугово-болотные оторфованные (болотно-ильменные) почвы, в том числе засоленные, солончаки луговые и болотные, аллювиальные болотные иловато-торфяно-глеевые, иловато-перегнойно-глеевые, аллювиальные луговые насыщенные на прирусловых валах. В приморской части дельты почвы аллювиальные болотные иловато-глеевые рассматриваются как переходные к подводным (Лычагин, Лабутина, 1999).

Глава 11

ГОРНЫЕ ОБЛАСТИ

11.1. КАВКАЗ

11.1.1. Закономерности строения почвенного покрова

«По сложности и разнообразию вертикальной зональности почв с Кавказом могут сравниться лишь такие гигантские горные цепи, как Гималаи, Скалистые горы и Анды, так как большая часть других горных систем располагается в значительно более однородных природных условиях» (Фридланд, 1966. С. 211).

Граница между суббореальным и субтропическим поясами проводится по водораздельному хребту, так что северный макросклон Большого Кавказа характеризуется суббореальными вертикальными спектрами, южный — субтропическими. В краевых частях поясная граница несколько размыта и субтропические почвы проникают на север. В пределах каждого пояса В.М. Фридландом выделены провинции с определенным набором вертикальных почвенных зон (рис. 11.1, 11.2). В соответствии с этой схемой к российской части относятся три северные провинции: Северо-Кавказская, Восточно-Кавказская, Внутренний Дагестан, различающиеся условиями увлажнения и соответственно составом вертикальных спектров и их начальными компонентами.

В провинциях суббореального пояса вертикальные ряды состоят из горно-лесных серых почв под грабово-дубовыми лесами, сменяющих предгорные выщелоченные черноземы на западе или каштановые почвы на востоке, буроземов смешанных и хвойных лесов, альпийских и субальпийских горно-луговых и горно-

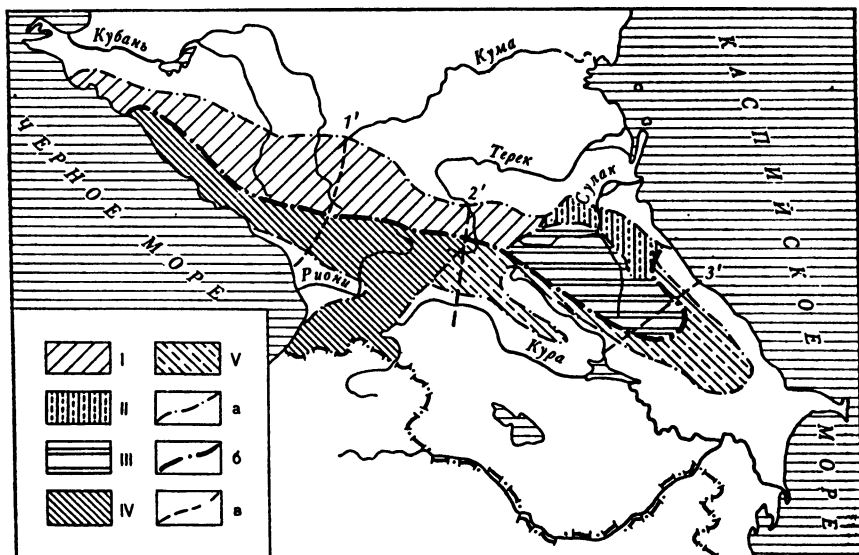


Рис. 11.1. Почвенно-географическое районирование Кавказа (по Фридланду, 1966).

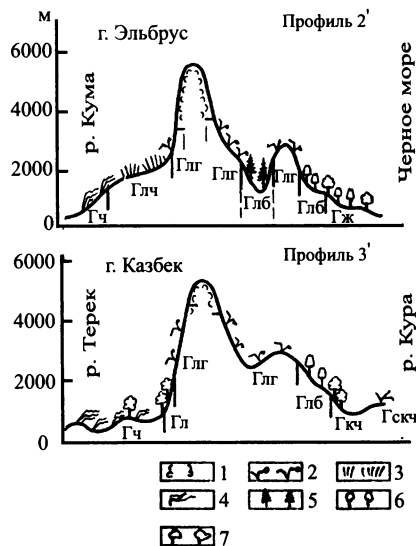
Провинции:

умеренный пояс: I — Северо-Кавказская; II — Восточно-Кавказская; III — Внутренний Дагестан;

субтропический пояс: IV — Западно-Закавказская; V — Восточно-Закавказская.

Границы: а — провинций; б — поясов; в — линии профилей

степных (или горно-лугово-степных) почв. Различия в условиях увлажнения в нижних и средних поясах между западными и восточными частями макросклона сглаживаются с высотой.



Почти все ряды заканчиваются горно-луговыми почвами, что объясняется, во-первых, большими высотами и достаточным увлажнением, во-вторых, известным разнообразием самих горно-луговых почв, занимающих разные экологические ниши. Они представлены торфянистыми

Рис. 11.2. Почвенно-геоботанические профили для некоторых провинций Кавказа (по Фридланду, 1966):

1 — ледники и снежники, 2 — альпийские луга, 3 — субальпийские луга, 4 — степи, 5 — елово-пихтовые леса, 6 — буковые леса, 7 — грабово-дубовые леса

литоземами под зарослями рододендрона; типичными горно-луговыми кислыми дерновыми (темногумусовыми) альфегумусовыми почвами под субальпийскими и альпийскими лугами; дерново-луговыми слабокислыми до нейтральных слабонасыщенных под субальпийскими остепненными группировками; черноземовидными на карбонатных породах или в относительно засушливых условиях под кустарниково-степной растительностью. Именно в Кавказских высокогорьях были впервые выявлены и изучены горно-луговые почвы (С.А. Захаров, Ю.А. Ливеровский, В.М. Фридланд).

Наибольшее атмосферное увлажнение свойственно западной части Северо-Кавказской провинции, где многими исследователями выделялись бурые лесные почвы среднего горного пояса (цв. ил. 43). Существовало также мнение о господстве подзолистых почв под темнохвойными лесами (Зонн, 1952), которое не подтвердилось более поздними работами. Относительно сухим климатом со средиземноморским типом распределения осадков выделяются предгорья и нижний горный пояс в районе Новороссийска, где вертикальный ряд начинается с коричневых почв под ксерофитными кустарниками на изверженных породах. Однако существует известная неопределенность в отношении коричневых почв, поскольку территория в течение длительного времени интенсивно используется в сельском и лесном хозяйстве, почвы сильно эродированы, изменены плантажированием под виноградники и другими воздействиями. Кроме того, в климатическом ареале коричневых почв часты выходы плотных известняков с дерново-карбонатными почвами (рендзинами), дополнительно усложняющие выявление зональных почв нижнего пояса.

С высотой, выше 600–800 м, на фоне дерново-карбонатных почв появляются типичные и остаточно-карбонатные горно-лесные бурые. Их относительно ксероморфный характер объясняется, по-видимому, однонаправленным «иссушающим» влиянием климата и плотных трещиноватых известняков.

Карбонатные породы широко распространены и восточнее, в восточной части бассейна верхней Кубани и на Терско-Кубанском междуречье в пределах среднего горного пояса. К ним также приурочены массивы дерново-карбонатных почв, в более «спокойных» условиях рельефа — остаточно-карбонатных буроземов. Вне ареала карбонатных пород в Северо-Кавказской провинции развивается нормальный вертикальный ряд почв: серые лесные под дубовыми лесами — бурые лесные типичные и оподзоленные под буково-пихтовыми и еловыми лесами — горно-луговые почвы в высокогорьях (цв. ил. 42). Оподзоленность буроземов, как и везде в горах гумидных территорий, проявляется

при небольших уклонах, на ровных поверхностях, шлейфах, седловинах.

В центральной части северного склона между верховьями Кубани и Баксана отсутствует лесной пояс, что В.М. Фридланд объяснял особенностями циркуляции воздушных масс на обширных пологих куэстах и карбонатностью материнских пород. Различные подтипы черноземов сменяются здесь черноземовидными и горно-луговыми почвами. Восточнее вновь появляются леса, преимущественно буковые, на горных буроземах. В пределах лесного пояса, поднимающегося в центральной части северного макросклона в среднем до 2000 м, существенно влияние материнских пород на почвообразование. На элюво-делювии сланцев и карбонатных пород развиваются бурые лесные типичные, оподзоленные и остаточнок-карбонатные почвы.

Параллельно водораздельному хребту протягивается крутосклонный и обрывистый Скалистый хребет, сложенный известняками, на дериватах которых формируются почвы степного ряда (черноземы маломощные и черноземовидные), перемежающиеся с частыми скальными выходами. В отдельных высоких котловинах с засушливым климатом сохраняются горно-лугово-степные и горно-степные почвы под остепненными лугами.

Высокогорья занимают сравнительно большие пространства, особенно в центральной части Кавказа (цв. ил. 41). На высотах 2000–2900 м распространены горно-луговые почвы под альпийскими лугами и сосновыми лесами, выше появляются горно-луговые торфянистые и литоземы торфянистые под куртинами рододендрона, горно-луговые кислые дерновые альфегумусовые под альпийскими лугами и березовым криволесьем, дерновые и примитивные почвы разных стадий эволюции на моренных и лавинных отложениях.

Восточнее, в бассейне Сунжи (правого притока Терека) и отчасти Сулака, высота хребтов снижается, формы их становятся менее резкими в связи с преобладанием в среднегорьях сланцев. В нижнем поясе наиболее обычны палеоген-неогеновые песчано-глинистые отложения и известняки. По общему характеру почвенного покрова территория напоминает западную оконечность северного склона; здесь также вертикальный ряд открывают коричневые почвы.

Относительно аридный тип вертикальной поясности свойствен Внутреннему Дагестану. Почвы нижних поясов под кустарниково-сухостепной растительностью оцениваются в публикациях по-разному: как коричневые или каштановые. В северной части провинции, где широко распространены известняки, почвы особенно скелетны, фрагментарны и сходны с горно-каштановыми слабо развитыми. В южных районах преобладают глинистые

сланцы, почвы на них более развиты, глинисты, менее щебнисты и ближе по диагностическим признакам к коричневым. Коричневые или каштановые почвы сменяются горными черноземами, которые на высоте около 1600 м уступают место черноземовидным горно-лугово-степным и горно-луговым.

11.1.2. Некоторые черты почвообразования

Из перечня вертикальных спектров почвенных зон Кавказа следует, что самыми распространенными являются горно-лесные бурые почвы, или буроземы. Кавказ можно в известном смысле назвать родиной отечественных буроземов, так как они были впервые выделены здесь по аналогии с западноевропейскими Л.И. Прасоловым, И.Н. Антиповым-Каратаевым, В.В. Акимцевым в конце 20-х гг. XX в. Позднее бурые лесные почвы изучались на Кавказе С.В. Зонном и В.М. Фридландом, разработавшим их диагностику и систематику; региональные исследования буроземов Краснодарского края были выполнены А.И. Ромашкевич (1959).

Рассмотрение буроземов Кавказа представляет интерес потому, что именно здесь они типичны и разнообразны; подробно изучены их связи с факторами почвообразования, т.е. они долгое время служили эталоном для других регионов. Вместе с тем начиная примерно с 1970-х гг. почвоведы все чаще стали выделять буроземы в условиях, не соответствующих общепринятому биоклиматическому комплексу факторов буроземообразования, например в Сибири, Карелии, Подмосковье.

Буроземы Кавказа встречаются под листовыми и смешанными лесами: буковыми, преимущественно на северных склонах, мертвопокровными или с редкими куртинами трав, под дубовыми лесами южных склонов с хорошо развитым подлеском (грабинник, желтый рододендрон), реже — под дубово-буковыми, а также под буково-пихтовыми, елово-пихтовыми и чистыми пихтарниками с кислицей и понтийским рододендроном. К хвойным лесам тяготеют более кислые и ненасыщенные варианты почв. По комплексу свойств и факторам почвообразования В.М. Фридланд (1986) выделял в типе буроземов 4 подтипа (рис. 11.3): ненасыщенные, оподзоленные, типичные, остаточно-карбонатные.

Для типичных буроземов Кавказа под буковыми мертвопокровными лесами характерен хорошо сформированный профиль мощностью около 1 м с постепенно возрастающим книзу количеством обломочного материала; содержание илистой фракции обычно уменьшается с глубиной. Часть обломков выветрена,

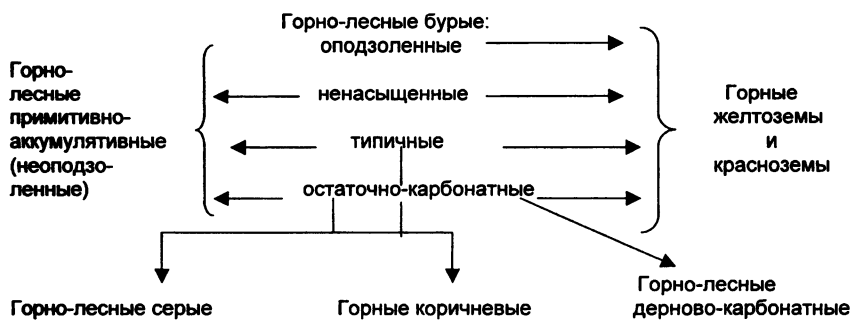


Рис. 11.3. Схема систематических соотношений горно-лесных почв Кавказа (по Фридланду, 1986)

оглиненна; под микроскопом хорошо видны глинистые агрегаты и псевдоморфозы по наименее устойчивым минералам в обломках пород, а также мелкие железистые хлопья на поверхности некоторых из них. Перечисленные признаки в сочетании с равномерным или аккумулятивным профильным распределением илистой фракции и повышенным содержанием несиликатного железа приводятся в качестве основных аргументов в пользу процесса оглинивания, или внутрипочвенного выветривания, как главного процесса, формирующего буроземы.

Гумусовый горизонт, как правило, светлый, мощностью 10–15 см, содержит 6–12% светлого фульватно-бурогуматного гумуса. В почвах на карбонатных и основных породах гумусовый горизонт темный, насыщенный основаниями, преимущественно гуматного состава. Всем буроземам свойственны высокая оструктуренность и порозность, хорошая водопроницаемость, обеспечивающая нормальный внутрипрофильный дренаж. Механизмы оструктуренности — коагуляционный (осаждение гумусово-глинисто-железистых комплексов) и биогенный; для буроземов характерна высокая биологическая активность, что отмечалось многими исследователями, особенно зарубежными.

Свободных несиликатных форм железа много, что определяет равномерно бурую окраску почв. Железо устойчиво в комплексах при условии нормального дренажа, часть его активно участвует в биологическом круговороте, сегрегируется слабо. По микроморфологическим описаниям А.И. Ромашкевич (1959), оксиды и гидроксиды железа представлены в буроземах высокогорий и среднегорий мельчайшими, более или менее окристаллизованными образованиями (хлопьями, тяжами), равномерно рассеянными в основной почвенной массе.

Явные морфологические и химические признаки перераспределения железа с образованием конкреций отмечаются только у буроземов со слабой дифференциацией профиля — оподзоленных

и псевдооподзоленных, по С.В. Зонну¹. Устойчивость профиля буроземов к оподзоливанию В.В. Пономарева, Ф. Дюшофур и В.М. Фридланд объясняли вхождением железа в органоминеральные комплексы, в том числе в соединения с бурами гуминовыми кислотами и фульвокислотами. Однако устойчивость нарушается на кислых породах и/или на больших высотах у верхней границы ареала буроземов под хвойными лесами, когда кислотность оказывается слишком высокой и минеральная часть почвы начинает подвергаться кислотному гидролизу. Другой путь дифференциации профиля, связанный с нарушением цикла железа и устойчивости органо-глинисто-железистых комплексов, — изменение водного режима в сторону повышенного, периодически застойного увлажнения и развитие поверхностного оглеения. В этом случае фактором дестабилизации служит недостаточный дренаж в связи с рельефом или повышенной глинистостью пород. Дифференциация профиля иногда рассматривается как следствие саморазвития бурозема.

11.2. УРАЛ

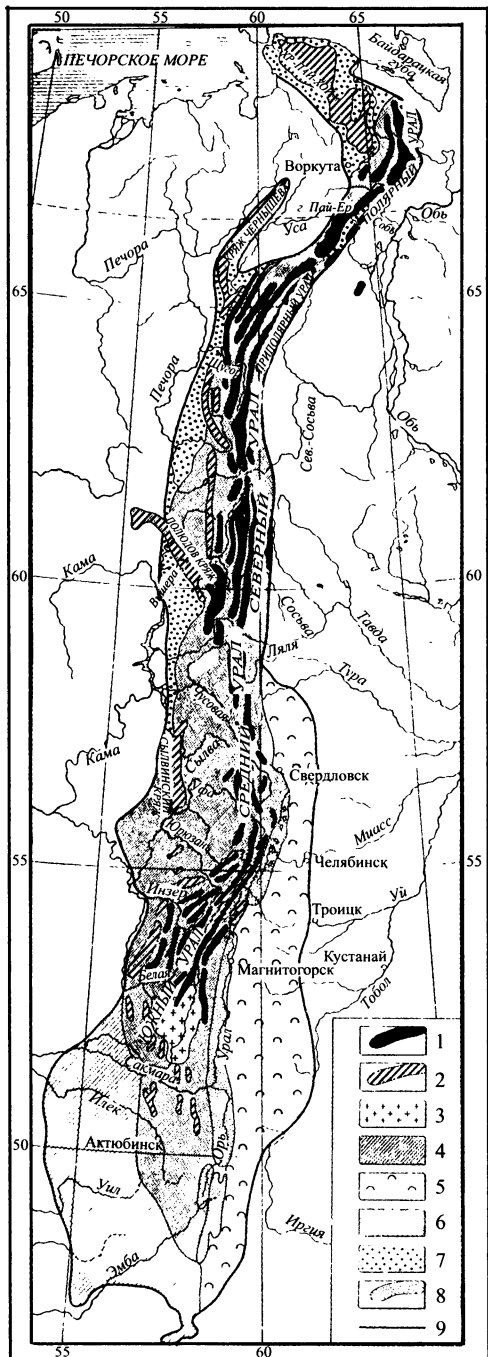
Особенности спектров вертикальных почвенных зон Урала связаны с его большой протяженностью с севера на юг (более 1000 км) через несколько почвенных зон и подзон. По спектрам почвенных зон, особенностям устройства поверхности и почвообразующих пород Урал разделяется на следующие части: Полярный, Приполярный, Северный, Средний и Южный (рис. 11.4). Характерной чертой вертикальной зональности Урала является отсутствие экспозиционных различий как между европейским и сибирским макросклонами, так и на уровне мезорельефа. Первая и наиболее полная почвенно-географическая характеристика Урала была дана в 1963 г. Н.А. Ногиной и К.П. Богатыревым². В последующих работах были уточнены ареалы некоторых горных почв, дополнены их характеристики и расширена генетическая интерпретация ряда почв.

11.2.1. Полярный и Приполярный Урал

Полярный Урал находится в пределах тундровой зоны и состоит из двух основных, параллельных друг другу хребтов: Большого

¹ «Псевдооподзоливание» — термин, предложенный в 1960-е гг. И.П. Герасимовым и С.В. Зонном для обозначения процессов лессиважа, сочетающихся с поверхностным оглеением, что приводит к формированию дифференцированного профиля, напоминающего подзолистый.

² *Ногина Н.А., Богатырев К.П.* Почвы Урала // О почвах Урала и Восточной Сибири. М., 1963.



и Малого со средними высотами 400–800 и максимальными — 1300–1500 м. Горные тундры развиваются на основных породах: габбро в восточной части, на Малом Урале, и перидотитах, амфиболитах, чередующихся с кристаллическими сланцами, на западе, на Большом Урале. От подножий хребтов до их вершин, скалистых, местами платообразных, почвенный покров фрагментарен, и степень развития горно-тундровых почв определяется в основном крутизной и экспозицией склонов. Пятна грубогумусовых и сухоторфянистых горно-тундровых почв — литоземов — вкраплены среди каменистых россыпей и скал. При дополнительном поступлении влаги со склонов и на относительно мелкоземистых субстратах форм-

Рис. 11.4. Геоморфологическая схема Урала (по Воскресенскому, 1968):

1 — горные хребты; 2 — гряды и кряжи; 3 — денудационные плато; 4 — возвышенная равнина с изолированными грядами и массивами; 5 — приподнятая равнина «Завральского пенепплена»; 6 — Подуральское столовое плато; 7 — Предуральская денудационно-аккумулятивная равнина; 8 — депрессия верхнего течения р. Урал и р. Обь; 9 — граница Уральской геоморфологической провинции

мируются горно-тундровые полигональные почвы, понижения заняты болотами.

Приполярный Урал отличается наибольшими абсолютными высотами — до 1800 м, в его строении выделяется несколько субпараллельных хребтов с альпийским рельефом в верхнем ярусе. Хребты сложены кристаллическими сланцами, гранитами, кварцитами, на западе — известняками. Однако различия в породах мало влияют на состав вертикальных спектров, представленных разными вариантами горно-тундровых и примитивных почв. В нижнем горном поясе под еловыми редколесьями на мелкоземистых субстратах встречаются глееподзолистые почвы.

11.2.2. Северный и Средний Урал

Северный и часть Среднего Урала расположены в подзонах северной и средней тайги. Абсолютные высоты Северного Урала значительно больше, чем Среднего, и превышают 1000 м, отдельные хребты достигают 1400–1500 м. Северный Урал представляет собой систему параллельных, меридионально вытянутых хребтов с выпуклыми и уплощенными вершинами, разделенных глубокими тектоническими понижениями. Скальные выходы в основном приурочены к склонам долин, а склоны хребтов заняты крупноглыбовыми россыпями и курумниками, развиты солифлюкционные террасы. На западе к горной системе примыкает полоса высоких столообразных предгорных возвышенностей — «парм», более низкие пармы встречаются и в прилегающей равнинной области.

Средний Урал считают самой низкой частью Уральской горной страны, абсолютные высоты снижаются до 800 м. Рельеф его представляет собой полосы изолированных сопок, разделенных седловинами и понижениями с мощной толщей континентальных отложений палеогена и неогена (Воскресенский, 1968). Материнские породы, как везде на Урале, разнообразны: центральные хребты сложены габбро и кристаллическими сланцами; на восточном макросклоне на поверхность выходят диабазы, а в его нижней части почвообразующими породами служат ледниковые отложения. В Предуралье распространены известняки, мергели, глинистые сланцы; особенно большие массивы карбонатных пород находятся в поясе низких (400–500 м) предгорий Среднего Урала с многочисленными карстовыми формами¹.

В отличие от Полярного и Приполярного Урала здесь ясно выражены две вертикальные почвенные зоны. Там, где позволяют абсолютные высоты, т.е. на Северном и северной части Среднего

¹ На Среднем Урале находится известная Кунгурская пещера.

Урала, верхний пояс представлен тундрами с маломощными торфянистыми и перегнойными иллювиально-гумусовыми подбурами в сочетании с примитивными почвами и скальными выходами. В нижнем лесном поясе распространены почвы с грубогумусовым горизонтом и бурым недифференцированным профилем. На относительно пологих участках седловин и террас в почвах появляются признаки оподзоленности. На известняках перегнойно-карбонатные почвы сменяются к югу дерново-карбонатными.

Лесные кислые неоподзоленные почвы с бурым недифференцированным профилем составляют основной фон в почвенном покрове Среднего Урала, где они были впервые описаны под этим названием Е.Н. Ивановой (1947, 1949) вопреки господствовавшим представлениям об обязательности подзолистых почв под средней и южной тайгой. Профиль состоит из грубогумусового горизонта, иногда сменяющегося маломощным гумусовым, и бурого щебнисто-мелкоземистого горизонта, обогащенного несиликатным железом и гумусом. Отсутствие оподзоленности объяснялось влиянием материнских пород, среди которых встречаются основные изверженные породы и кристаллические сланцы. Впоследствии Р.П. Михайлова (1968, 1970) определила почвы как бурые лесные грубогумусовые, что было поддержано и В.П. Фирсовой (1977), доказывавшей их сходство с кавказскими и карпатскими горными буроземами. Сходство признавалось ею неполным за счет слабо выраженных процессов внутрпочвенного выветривания (оглинивания) в уральских почвах.

К настоящему времени генетическая интерпретация лесных кислых неоподзоленных почв заключается в понимании их как переходных между подбурами и буроземами, что несколько напоминает обсуждавшуюся ранее ситуацию с буротаежными почвами Средней Сибири. Некоторые авторы используют для них и это название наряду с «буроземами грубогумусовыми» или «буроземами кислыми ненасыщенными». Как и во многих переходных почвах, небольшие изменения в условиях почвообразования смещают свойства почв в ту или другую сторону; в случае уральских почв таким фактором обычно являются породы: на глинистых или основных породах их свойства вполне соответствуют диагностике буроземов. Вертикальная дифференциация почвенного покрова Среднего Урала ограничена высотой, и за пределы лесного пояса выходят лишь отдельные вершины с дерново-лесными почвами под крупнотравными лугами субальпийского облика. В южной части Среднего Урала на суглинистых отложениях появляются дерново-подзолистые почвы, тогда как на сибирском макросклоне по широким речным долинам в область низкогорий «заходят» серые лесные почвы.

11.2.3. Южный Урал

Южный Урал является типичными эрозионными горами и сложен палеозойскими осадочными и метаморфическими породами с ограниченным участием магматических, особенно ультраосновных и основных пород. Большая его часть имеет низкогорный облик со сглаженными формами, за исключением многочисленных речных долин, в том числе глубоко врезанных у крупных рек. Широко распространены карстовые формы (Воскресенский, 1968).

Южный Урал пересекает несколько почвенных зон и подзон, начиная от подзон серых и темно-серых почв и кончая подзонами обыкновенных и южных черноземов. В расположении подзон имеет место некоторая асимметрия: в Предуралье границы слегка сдвинуты к северу по сравнению с Зауральем. Небольшие в целом абсолютные высоты определяют существование 2 или 3 вертикальных почвенных зон. Однако отдельные вершины, поднимающиеся выше 1400–1500 м, заняты горными тундрами и альпийскими лугами, что иллюстрирует возможный спектр вертикальных почвенных зон гор степных областей.

В северной части Южного Урала вертикальные почвенные зоны представлены поясом дерново-лесных почв под травяными разреженными лесами или редколесьями на вершинах увалов и хребтов за исключением самых высоких хребтов с безлесными высокогорными ландшафтами. Дерново-лесные почвы были изучены К.П. Богатыревым (1947, 1963); они генетически близки к горным серым лесным, но встречаются в более прохладных и влажных условиях.

Различные варианты горных серых лесных почв распространены в северной части Южного Урала. Как и в ареалах равнинных серых лесных почв, долины и межувальные понижения заняты черноземами и лугово-черноземными почвами. В южной пониженной части Южного Урала преобладают черноземы. Они связаны с лугово-степными группировками и относятся к оподзоленным или выщелоченным (в долинах и на пологих поверхностях); на крутых склонах маломощны, но во всех случаях содержат не меньше 9–10% гумуса. Как и во многих горных почвах, в черноземах сказывается влияние материнских пород, особенно таких своеобразных, как древние коры выветривания, кое-где сохранившиеся на месте или переотложенные. Древние коры выветривания гранитов встречаются в пониженной части Зауралья, в ареалах южных черноземов и темно-каштановых почв, где они были изучены И.Г. Побединцевой (1975).

Кроме черноземов, на крутых каменистых склонах, особенно южных экспозиций, были описаны маломощные черноземовидные

почвы под петрофильной кустарниковой степью. По понижениям, долинам, наветренным западным склонам в ареал черноземов «заходят» серые лесные почвы под вторичными березняками (Глазовская и др., 1961).

11.3. ГОРЫ ЮЖНОЙ СИБИРИ

Горные области Южной Сибири (Алтайская, Саянская, Забайкальская) имеют много общего в почвенно-географических закономерностях, характере почвообразования, свойствах почв.

- Абсолютно преобладают горно-зональные структуры почвенного покрова (влияние материнских пород на его дифференциацию не существенно).
- Существование широкого спектра почв, от сухостепных до горно-луговых, является следствием значительной высоты горных систем и их внутриконтинентального географического положения.
- Положение в центре Евразии в условиях континентального климата определяет важную роль экспозиционных различий склонов и значительную аридность межгорных котловин — «островков» степей или полупустынь среди горной тайги.
- Широко распространенные в среднегорьях и отчасти высокогорьях горнотаежные почвы с бурым недифференцированным профилем имеют много общего в свойствах и зависимости от локальных факторов. Названия их в региональных работах различны. Меньше черт сходства обнаруживается у одноименных почв верхних горных поясов, еще более индивидуальны почвы межгорных котловин.

По общему характеру морфоструктур горы Южной Сибири определяются С.С. Воскресенским (1968, с. 271) как «возрожденные горы, возникшие на месте денудационных равнин и низкогорий в неотектонический цикл морфотектогенеза». Они включают горные страны и межгорные депрессии (рис. 11.5). Горные хребты сложены преимущественно сильно метаморфизованными палеозойскими породами, с запада на восток возрастает роль мезозойских гранитных интрузий: в Восточном Саяне они занимают не менее половины площади, в Забайкалье — две трети (Воскресенский, 1968). Основные породы встречаются редко. Депрессии выполнены юрскими и меловыми отложениями, перекрыты четвертичными толщами разной мощности. Характерными чертами рельефа всех горных стран являются обширные высокие поверхности выравнивания с почти плоским рельефом, а также участки структурного рельефа. В высокогорьях всех горных областей распространена вечная мерзлота, а в Забайкалье она присутствует и в межгорных впадинах.

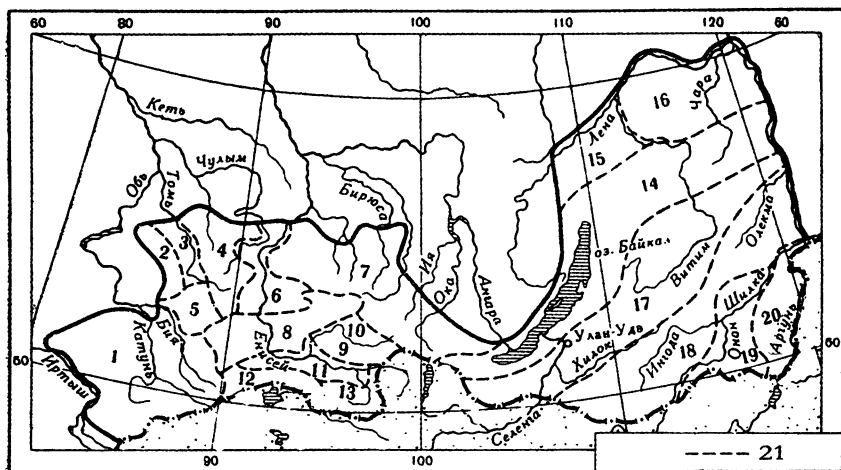


Рис. 11.5. Геоморфологические области Южной Сибири (по Воскресенскому, 1968):

1 — Алтай, 2 — Салаирский кряж, 3 — Кузнецкая котловина, 4 — Кузнецкий Алатау, 5 — Горная Шория, 6 — Минусинская котловина, 7 — хр. Восточный Саян, 8 — хр. Западный Саян, 9 — горы Центральной Тувы, 10 — Хамсара-Азасская депрессия, 11 — Центрально-Тувинская депрессия, 12 — хр. Танну-Ола, 13 — хр. Сангилен, 14 — Прибайкалье, 15 — Северо-Байкальское нагорье, 16 — Патомское нагорье, 17 — Западное Забайкалье, 18 — Центральное Забайкалье, 19 — депрессия Восточного Забайкалья, 20 — Шилкинско-Аргунский свод, 21 — границы геоморфологических областей

11.3.1. Горный Алтай (с Салаиром и Кузнецким Алатау)

Общий характер почвенного покрова Алтая определяется соотношением высотно-экспозиционных закономерностей с «фациальными», т.е. положением по отношению к Центрально-Азиатской экстраконтинентальной области. По сравнению с другими горными системами юга Сибири Алтай отличается наиболее сложным и разнообразным почвенным покровом. С северо-запада на юго-восток прослеживается общее нарастание континентальности климата, на основании чего физико-географы выделили в пределах Горного Алтая семь провинций (рис. 11.6).

Значительные площади на Алтае занимают среднегорья, сложенные разнообразными породами, преимущественно метаморфическими, кислого и среднего состава. Широко распространены хлоритовые и слюдястые сланцы и почти отсутствуют известняки. Высокогорья с альпийскими формами рельефа, современными

ледниками и фрагментарным почвенным покровом сосредоточены на юге. Таковы Катунский, Северо- и Южно-Чуйский, Курайский хребты. На высотах около 2000 м расположены обширные плато — древние поверхности выравнивания, перекрытые моренами и водно-ледниковыми отложениями (плато Укок, Чулышманское). Высота и изолированность окружающими хребтами определили особую суровость их климата. Межгорные котловины имеют размеры в десятки километров, вытянуты вдоль рек и заполнены мощной толщей ледниковых аллювиально-пролювиальных отложений, обычно легкого гранулометрического состава.

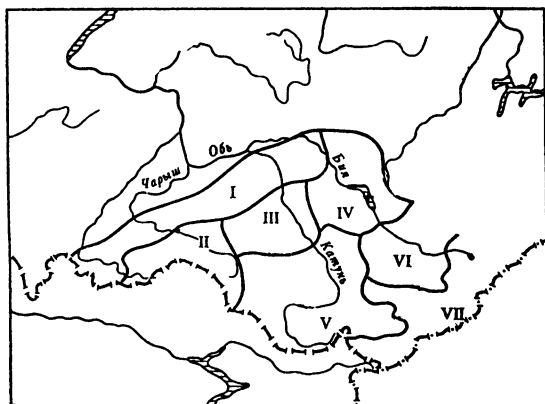


Рис. 11.6. Физико-географические провинции Горного Алтая (по Николаеву, Самойловой, 1971):

I — Северо-Предалтайская; *II* — Северо-Западная Алтайская; *III* — Северо-Алтайская; *IV* — Северо-Восточная Алтайская; *V* — Центрально-Алтайская; *VI* — Восточно-Алтайская; *VII* — Юго-Восточная Алтайская

В северной и северо-западной частях Алтая значительной ширины достигает полоса предгорий и низкогорий с увалистым рельефом, широкими долинами и чехлом лёссовидных отложений, на севере — с карбонатными тяжелыми суглинками. На северо-востоке полоса предгорий смыкается с Салаирским краем — невысоким поднятием с выпуклыми пологими склонами, 2–10-метровым чехлом пылеватых тяжелых суглинков и глин, местами карбонатных. Кузнецкой котловиной он отделяется от более высокого массива Кузнецкого Алатау с более крутыми склонами и меньшим распространением суглинистых отложений.

Климатические различия между провинциями очень велики в отношении континентальности климата и увлажнения. В самых благоприятных условиях увлажнения находится Северо-Западный и Северо-Восточный Алтай, где среднегодовая сумма осадков приближается к 1000 мм, господствуют высокопродуктивные

леса; в почвах отчетливо видны признаки промывного режима и даже переувлажнения. Наиболее суровы среднегорья и высокие плоскогорья Юго-Восточного Алтая вместе с Чуйской степью и плато Укок, для которых иногда даже используется термин «тундростепь», данный Ю.П. Пармузиным криоаридным ландшафтам северо-востока Сибири. Центрально-Алтайская и отчасти Восточная провинции занимают промежуточное положение, в самом общем виде соответствующее условиям лесостепи в среднем горном поясе.

Благоприятность гидротермических условий *предгорий* Северного Алтая определяет развитие высокопродуктивных разнотравно-злаковых луговых степей и лугов с разнообразным видовым составом. Под ними формируются *лесостепные черноземы*, причем не только оподзоленные и выщелоченные, но и типичные, которые практически нигде больше в Сибири не встречаются. Материнские породы — лёссовидные и карбонатные делювиальные суглинки — способствуют черноземообразованию.

Лесостепные черноземы образуют первую ступень вертикальной поясности, но только в пределах Северо-Алтайской провинции, обращенной к степной области. Напомним, что их ближайшими соседями на Приобском плато являются степные черноземы, южные и обыкновенные. Целинные черноземы Алтая относятся к тучным, освоенные — к среднегумусным. По данным В.А. Хмелева, содержание гумуса в пахотных горизонтах оподзоленных черноземов колеблется в пределах 8–9,5, выщелоченных — 5,5–7,5%. Запасы гумуса и мощность профиля ниже, чем в европейских черноземах, что соответствует фациальным трендам. Черноземы предгорий и низкогорий закономерно сменяются серыми лесными почвами в интервале высот 400–600 м.

В Северо-Западном, Северо-Восточном (Прителецком) Алтае, на Салаире и в Кузнецком Алатау нижний горный пояс образован серыми почвами в сочетании с «гумидными» текстурно-дифференцированными почвами. Серые и светло-серые почвы развиваются в условиях расчлененного эрозионного рельефа предгорий и низкогорий под сильно нарушенными березово-осиновыми травяными лесами. Процессы дифференциации профиля протекают активно, и почвы обычно называют оподзоленными или поверхностно-оглеенными. Изменчивость свойств серых почв связана с их положением в узкой переходной полосе (например, ее ширина на Салаире всего 20–40 км) между очень контрастными почвами: черноземами и текстурно-дифференцированными — дерново-глубокоподзолистыми. Своеобразие последних, а также их широкое распространение в Кузнецком Алатау, Северо-Западном

и Северо-Восточном Алтае заставляет остановиться на них более подробно.

Горно-лесные дерново-глубокоподзолистые почвы, часто поверхностно-оглеенные (называемые также дерновыми оподзоленными, светло-серыми глубокооподзоленными и дерново-подзолистыми, псевдоподзолистыми), были детально изучены на Салаире В.М. Корсуновым (1974, 1981). Они формируются на тяжелых глубококарбонатных пылеватых суглинках и глинах под черневой тайгой. Черневая тайга — своеобразная экосистема и, как и ее почвы, однородна на больших пространствах. Деревянный ярус состоит из осины и пихты, достигающих больших размеров и высокой продуктивности. Хорошо развит кустарниковый ярус из рябины, черемухи, жимолости, смородины. Мощный травяной покров представлен высокотравьем (борец высокий, купырь лесной, аконит, ежа сборная, папоротники); в его состав входят представители широколиственных лесов, например овсяница гигантская, а также копытень европейский, ясменник, которые рассматриваются как плиоценовые реликты. С высокотравьем сосуществуют мхи, а весной бурно развиваются эфемероиды. Большая масса опада, поступая в почву, интенсивно минерализуется, о чем свидетельствуют почти полное отсутствие подстилки, состав и высокая численность микроорганизмов (Ковалев и др., 1981).

Гумусовый горизонт не достигает большой мощности; при высоком содержании гумуса (6–8%) имеет светлую окраску за счет преобладания фульвокислот. На глубине около 30 см количество гумуса снижается до 1–3% одновременно с уменьшением содержания поглощенных оснований, т.е., несмотря на пышную растительность, гумусонакопление проявляется не очень ярко и ограничивается самым верхним горизонтом.

Почвы черневой тайги называются глубокооподзоленными, поскольку мощность однородного белесого мучнистого элювиального горизонта достигает 30–40 см. Он содержит марганцево-гумусово-железистые конкреции, имеет ровную нижнюю границу и по химическим показателям чрезвычайно контрастен по отношению к бурой иллювиальной толще. В последней хорошо выражены все признаки текстурного горизонта до глубины 1,8–2 м. По отдельным чертам — по контрастности профиля, выраженности элювиально-иллювиальных явлений, поверхностному оглеению — дерново-глубокооподзоленные почвы напоминают элювиально-глеевые широколиственных лесов, и, конечно, они необычны в самом центре Сибири. Генезис их (как и большинства суглинистых текстурно-дифференцированных почв) и связь с факторами почвообразования остаются предметом дискуссий. В.М. Корсуновым их свойства оцениваются как результат протек-

кания следующих элементарных почвенных процессов: гумусово-аккумулятивного, кислотного гидролиза, поверхностного оглеения и оглинивания.

Если лесостепные черноземы Алтая мало отличаются от европейских, то *темно-серые почвы низкогорий* весьма своеобразны. Они формируются под березово-лиственничными, березово-осиновыми лесами с хорошо развитым лесолуговым травостоем, на плотных породах и тяготеют к тенивым склонам. На поверхности почвы накапливается подстилка мощностью не меньше 2 см. Гумусовый горизонт мощностью 30–50 см хорошо развит, имеет комковато-зернистую структуру. Количество гумуса уменьшается по профилю равномерно от 9–10 до 1% и ниже, признаки его перемещения, отмечаемые в одноименных равнинных суглинистых почвах, здесь отсутствуют. Отношение $S_{гк}/S_{фк}$ резко падает с глубиной (от 2 до 0,3–0,4). Алтайские темно-серые почвы не вскипают в пределах профиля, и лессиваж глин в них проявляется в виде натечных пленок на обломках пород. В темно-серых почвах на щебнистых породах профиль укорочен, на щебне сверху вниз по профилю последовательно сменяются глинистые пленки и карбонатные корочки, или «бородки». В низкогорьях и среднегорьях Центрального Алтая темно-серые лесные почвы сочетаются с черноземными и черноземовидными, занимая тенивые склоны, крутые и щебнистые склоны промежуточных экспозиций.

Экспозиционные сочетания являются основной формой строения почвенного покрова склонов во внутренних частях практически всех провинций Горного Алтая в интервале высот 500–1500 м (рис. 11.7). Они состоят из небольшого набора лесных, лесостепных и степных почв.

Начиная с высоты 700–1000 м в *среднегорьях* внутренних частей Алтая появляются *горно-лесные черноземовидные почвы* лиственничных травяных лесов. Самые выразительные и развитые их профили связаны со старыми парковыми лиственничниками с густым широколиственно-разнотравным покровом, с делювиальными шлейфами, пологими склонами, седловинами (цв. ил. 45). Типичные черноземовидные почвы богаты гумусом, гумус фульватно-гуматный; на глубине около 1 м гумусовый горизонт сменяется породой, иногда карбонатной. По сравнению с черноземами черноземовидные почвы более «гумидны», что выражается в составе гумуса, строении гумусового горизонта, свойствах поглощающего комплекса (Ковалев, Хмелев, 1965; Герасимова, Евдокимова, 1975). В качестве их отдаленного аналога можно назвать одноименные почвы амурских прерий. На крутых южных склонах профили черноземовидных почв укорачиваются, в нижней части присутствуют карбонаты, в основном в пропиточных или натечных формах. Черноземовидные типичные и карбонатные



Рис. 11.7. Экспозиционные сочетания в верхней части среднегорий

почвы сочетаются иногда с выщелоченными. С возрастанием засушливости климата к юго-востоку черноземовидные почвы переходят на теневые склоны в экспозиционных сочетаниях, уступая место горным черноземам или слабо развитым лугово-степным почвам.

В среднегорьях черноземовидные почвы с высотой сменяются почвами с бурым недифференцированным профилем под темнохвойными (елово-пихтовыми, еловыми с примесью лиственницы и кедра) лесами. Генетическая интерпретация этих почв противоречива. С более традиционной точки зрения их рассматривают как буротаежные, кислые ожелезненные неоподзоленные или подбуры, исходя из оценки сочетания факторов почвообразования как продуцирующего почвы бореально-таежного облика. К таким факторам относятся темнохвойная, часто моховая, тайга, повышенное атмосферное увлажнение и прохладный климат, низкие зимние температуры и продолжительное промерзание почв. Для почв характерны грубый гумус; слабая структурность; бурая монотонная окраска основной части толщи, ослабевающая к породе; малое количества мелкозема, которое, однако, варьирует в зависимости от материнской породы. Аналитические данные показывают повышенную ожелезненность, вынос органических соединений и даже глинистых соединений в переходный к породе горизонт. Все эти признаки достаточно обычны для почв с проявлениями альфегумусового процесса.

Согласно второй точке зрения, отражающей общую тенденцию расширения ареала буроземов и псевдоподзолистых почв, рассматриваемые почвы относят к бурым лесным (Атлас Алтайского края, 1971; Ковалев, 1974; Ковалева и др., 1974). В качестве аргументов приводятся морфологические признаки (бурый цвет и оглиненность); относительно мягкий для Сибири климат алтайских среднегорий; соседство с псевдоподзолистыми почвами, т.е. глубокооподзоленными почвами черневой тайги. Объектами исследований почвоведов — сторонников «буроземности» — были в основном прителецкие почвы кедрово-пихтовой тайги на сланцах и почвы Чулышманского нагорья под лиственничниками на моренах. Можно предположить, что глинистость или мелкоземистый состав материнских пород способствует сходству почв с буроземами.

Различная степень континентальности климата Горного Алтая сказывается и в распределении почв в *высокогорьях* — горно-тундровых и горно-луговых (цв. ил. 44, 47). *Горно-луговые* альпийские и субальпийские почвы под лугами и кедровыми редколесьями приурочены к менее суровым высокогорьям Центрального и Северо-Западного Алтая начиная с высот около 2000 м. Они имеют хорошо развитый профиль, темный структурный гумусовый горизонт, слабокислую реакцию, т.е. основной комплекс свойств почв субальпийских и альпийских лугов.

Горно-тундровые почвы (горно-тундровые примитивные, или литоземы) распространены преимущественно в Юго-Восточном Алтае, в других его частях на больших высотах они сменяют горно-луговые почвы. Малая эффективность почвообразования выражается в грубом характере гумуса, маломощности профиля, она особенно наглядна в сравнении этих почв с горно-луговыми. К самым засушливым высокогорьям Юго-Восточного Алтая приурочены своеобразные *горно-тундровые дерновые почвы* остепненных луговых тундр, или тундростепей. Они занимают южные склоны и плато, обрамляют самые сухие высокогорные котловины. В отличие от других тундровых почв тундрово-степные карбонатны и в них под грубогумусовой прослойкой можно различить маломощный серый гумусовый горизонт. Карбонаты сочетаются с ожелезнением, т.е. черты степного почвообразования сочетаются с признаками тундрового.

Почвы *межгорных котловин* можно объединить в две группы: черноземно-степные и сухостепные. Первые распространены в интервале высот 800–1000 м в западной части Алтая. Котловины узкие (20–50 км), вытянуты вдоль основной реки, например Катуня, имеют плоскую поверхность и почти полностью распаханы. Их почвенный покров однороден и состоит из черноземов обыкновенных в центральной части котловины и выщелоченных

по ее периферии или выщелоченных черноземов в центре с внешней прерывистой полосой черноземовидных почв. Почвы, как правило, имеют супесчаный или легкосуглинистый гранулометрический состав, содержат каменные включения. Склоны окружающих гор заняты разными вариантами черноземовидных почв.

Котловины Юго-Восточного Алтая обширнее (шириной до 100 км), имеют плоский или слабовсхолмленный по краям рельеф (цв. ил. 46), с поверхности сложены аллювиально-пролювиальными гравелисто-песчаными и супесчаными отложениями, с фрагментами ледниковых. Поверхность котловин покрыта сильно потравленной дерновинно-злаково-полынно-кустарничковой (типчак, полын, карагана) растительностью. Котловины используются для сезонного выпаса, особенно при дальних перегонах овец. Их почвы маломощны и щебнисты, имеют маловыразительный профиль и определяются как каштановые и светло-каштановые. В центре Чуйской котловины небольшие участки заняты засоленными почвами под чийвниками.

11.3.2. Саяны

В строении почвенного покрова Алтайской и Саянской областей много общего, что было показано Б.Ф. Петровым (1952) и В.А. Носиным (1963). Как и на Алтае, северные склоны гор с лиственничными или кедровыми моховыми лесами (но с близким залеганием мерзлоты в Саянах!) на кислых лесных грубогумусовых почвах контрастируют со степными южными склонами с каштановыми почвами. В отличие от Алтая для Саян характерны крупные котловины с разнообразным набором каштановых почв. Суровый климат Саян ограничивает формирование почв буроземного облика, хотя их и выделяют на северном склоне Западного Саяна; самыми «теплыми» и «гумидными» оказываются горные темно-серые почвы и черноземы. В сравнении с Алтаем почвенный покров Саян представляется менее разнообразным, но более контрастным.

Горные сооружения области представлены тремя крупными хребтами, полностью изолирующими котловины от влажных северо-западных ветров. Западный Саян — продолжение хребтов Восточного Алтая — достигает высот 2900 м в западной части и постепенно снижается до 1500–2000 м, ограждая Центрально-Тувинскую и Тоджинскую впадины. Восточный Саян отличается меньшими высотами и менее резкими формами рельефа. Среди материнских пород горных почв преобладают осадочные: конгломераты, брекчии, песчаники, алевролиты, а также мраморы и

известняки в Восточном Саяне и хребте Сенгилен. Изверженные и метаморфические породы имеют преимущественно средний и кислый состав. Котловины выполнены мощной аллювиально-пролювиальной толщей, нередко песчаной, иногда с галечником; местами почвообразующими породами служат маломощные лёссовидные суглинки или морены.

Климатические контрасты выражены в Саянах исключительно резко. Максимальное количество осадков на северо-западных наветренных склонах Западного Саяна достигает 1000 мм; на южном склоне, обращенном к Центрально-Тувинской депрессии, оно равно 220 мм. В последнем случае $K_{увл}$ даже в самые влажные летние месяцы составляет только 0,3–0,4. Годовые амплитуды температур велики не только в котловинах, но и в среднегорном поясе, а среднегодовые температуры везде отрицательны. В этих очень суровых условиях почвы глубоко промерзают; в котловинах и в среднегорьях на северных и восточных склонах встречается островная многолетняя мерзлота (по наблюдениям В.А. Носина, непосредственно под моховой подушкой часто обнаруживается льдистая мерзлота в конце лета). В высокогорьях, как и на востоке Алтая, Б.Ф. Петровым описаны многочисленные проявления почвенного криогенеза.

В закономерностях распространения почв в Саянах и на Алтае много общего (рис. 11.8). В **высокогорьях** обеих горных систем горно-тундровые почвы сочетаются с горно-луговыми, но в Саянах последние занимают очень малые площади (на северо-западе и юго-востоке). Горные тундры — мохово-лишайниковые, остепненные и ерниковые — выше 2000–2500 м, в гольцовом поясе, чередуются со скальными выходами и курумниками (цв. ил. 48). Среди горно-тундровых почв наряду с примитивными грубогумусовыми встречаются дерновые, аналогичные почвам тундростепей Юго-Восточного Алтая.

Почвы таежных **среднегорий** (цв. ил. 49) представлены двумя группами: альфегумусовыми и дерново-таежными. Первые включают

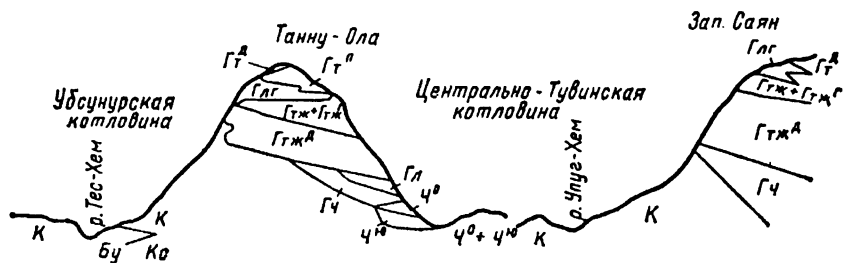


Рис. 11.8. Вертикальные почвенные зоны Саян — схематический меридиональный профиль Центральной Тувы (по Носину, 1963)

почвы с недифференцированным профилем, т.е. подбуры, которые были детально описаны В.А. Носиным под разными названиями. Верхнему подгольцовому поясу (1700–2000 м) лиственнично-кедровых редколесий с ерниками соответствуют альфегумусовые почвы, названные В.А. Носиным горно-таежными кислыми ожелезненными. Они имеют грубогумусовый или торфянистый верхний горизонт, очень кислый, маломощный (30–40 см), иногда с карликовым подзолистым горизонтом. В несколько более влажных условиях (в связи с экспозицией или крутизной склонов) под кедрово-лиственнично-еловыми лесами с покровом ерника, мхов и лишайников, с участием в нижнем ярусе таежного мелкотравья формируются горно-таежные перегнойные кислые оподзоленные почвы, длительно-сезонно-мерзлотные. Их характерные черты — образование перегнойного горизонта в холодных влажных условиях, мерзлотное оструктурирование и перемешивание, элементы слабого локального и временного надмерзлотного оглеения, способствующего оподзолению.

На щебнистых моренах В.А. Носиным описаны горные подзолистые почвы (альфегумусовые подзолы) под кедрово-лиственничными, с березой и елью, мохово-мелкотравными лесами, в которых отчетливо прослеживаются признаки иллювиально-гумусово-железистого горизонта. В силу большего, чем на Алтае, разнообразия ландшафтных условий в горно-таежном поясе в Саянах более разнообразны соответствующие им подбуры. Судя по приведенным сведениям, подбуры дифференцируются по характеру органогенного горизонта, формам альфегумусовой миграции и кислотного гидролиза, проявлениям криогенеза. Соотношение между названными процессами зависит от экспозиции, высоты склона, характера растительности, а также от локальных факторов.

Вторая группа почв среднегорий относится к органоаккумулятивным почвам и имеет традиционное название «дерново-таежные». Они встречаются в широком диапазоне гидротермических условий: в относительно гумидных вертикальных спектрах (в Западном Саяне) между подбурами и темно-серыми почвами и в субаридных — между горно-тундровыми и горно-каштановыми. Дерново-таежные почвы связаны с травянистыми или мохово-кустарниковыми лиственничниками. Профиль их имеет простое строение и состоит из «дернового» горизонта, в котором сочетаются черты собственно гумусового в виде серых оттенков окраски и неясно выраженной комковатой структуры со свойствами грубогумусового, придающими массе горизонта рыхлость, или торфянистость. Грубогумусовый горизонт может быть и самостоятельным горизонтом, залегающим непосредственно над гумусовым. Мощность всей это органоаккумулятивной толщи составляет 10–40 см в зависимости от крутизны склона, нарушенности

его поверхности, состава пород и степени их щебнистости. Признаки биогенной переработки минимальны. Соотношение между грубогумусовым и собственно гумусовым компонентами верхнего горизонта может сильно варьировать по тем же причинам, что и его мощность, а также в связи с характером фитоценоза. Средняя часть профиля представляет собой переходный к породе горизонт, в структуре и сложении которого отчетливы породные элементы, а проявления каких-либо почвенных процессов слабо различимы. Такими проявлениями могут быть признаки альфегумусовой миграции, мерзлотного перемешивания или оструктурирования, глееватости.

Горные дерново-таежные почвы по своему положению и отчасти по факторам почвообразования похожи на горно-лесные черноземовидные почвы Алтая. Они так же широко распространены в Саянах, как горно-лесные черноземовидные на Алтае. Однако сравнение свойств почв убеждает в том, что они могут рассматриваться как бореальные варианты алтайских почв. Их отличают не только особенности гумусового профиля, но и кислая реакция, альфегумусовый эволюционный тренд. Вероятно, следующим членом ряда бореальных дерновых почв можно считать дерново-лесные железистые юга Средней Сибири, описанные О.В. Макеевым на основных породах (см. гл. 5).

Ряд почв степного почвообразования *в межгорных котловинах* Саян (цв. ил. 50) разнообразнее, чем в алтайских, его крайние представители — черноземы обыкновенные и бурые полупустынные почвы. Черноземы вместе с лугово-черноземными почвами занимают относительно влажные котловины и образуют обрамление относительно сухих. Черноземы имеют малую мощность профиля, легкий гранулометрический состав, быстрое уменьшение количества гумуса вниз по профилю, пропиточные и натечные формы вторичных карбонатов. Каштановые почвы преобладают в Центрально-Тувинской депрессии и в большинстве мелких котловин, все три традиционных подтипа каштановых закономерно сменяют друг друга от периферии к центру котловин.

Фациальные признаки тувинских каштановых почв: промытость от солей и гипса, песчаный или супесчаный механический состав — сравнительно постоянны. Среди каштановых почв встречаются массивы закрепленных и перевеваемых песков.

Если отсутствие солей и гипса в светло-каштановых почвах не совсем обычно, то тем более оно удивительно в бурых полупустынных, узкая полоска которых протягивается вдоль границы с Монголией в широко известной «котловине больших озер». Солончаковаты только лугово-бурые почвы. Как и на Алтае, несмотря на полупустынные условия, значительную редкость представляют солончаки, окружающие мелкие бессточные озера.

11.3.3. Забайкалье

В Забайкалье более определенно, чем в Саянах, выделяются три основных орографических элемента: горные хребты, высокие плато и котловины. Хребты простираются почти параллельно друг другу с северо-востока на юго-запад, более высокие располагаются на контакте с Восточным Саяном и на севере: Хамар-Дабан, Баргузинский, Северо- и Южно-Муйский, Удокан.

Значительная часть хребтов имеет пологие вершины, покатые склоны умеренной крутизны, абсолютные высоты до 2000–2300 м. Резкий контраст с ними представляют альпийские высокогорья (до 2500–2800 м) с крутыми скалистыми склонами и глубокими межгорными котловинами. В обоих типах высокогорий доминируют скальные выходы и поля каменных россыпей; рыхлые отложения занимают малые площади. Для таких ландшафтов был предложен термин «гольцовый» именно на примере забайкальских высокогорий.

В среднегорьях основной фон почвообразующих пород составляют элювиально-делювиальные щебнисто-мелкоземистые образования, плотные породы слагают лишь отдельно стоящие сопки. Среди кристаллических пород в горах Забайкалья преобладают граниты, сланцы; на Витимском нагорье почвообразующими породами служат базальты. Щебнисто-мелкоземистые образования на склонах по мощности не превышают 1–1,5 м, для них характерна криогенная сортировка материала не только в высокогорьях, но частично и в среднегорьях. Переход к котловинам, узким и длинным, долинного типа, постепенен. Котловины выполнены рыхлыми толщами, преимущественно легкого гранулометрического состава, монотонность их рельефа нарушается сопками, сложенными плотными породами.

Климат характеризуется чрезвычайно высокой степенью континентальности даже на фоне остальных гор Южной Сибири. Северная часть Забайкалья граничит с экстроконтинентальной Якутской областью, южная соседствует с центральноазиатскими пустынями. Внутригодовое распределение осадков носит муссонный характер. Зимой выпадает всего 10–15% годовых осадков и снежный покров имеет малую мощность. Особенности климата Забайкалья определяют весьма неблагоприятные условия почвообразования. Одно из них — продолжительное глубокое зимнее промерзание с очень низкими температурами почвы. Сухая весна сменяется коротким влажным и жарким летом, отчасти компенсирующим суровые условия остальных сезонов. Климатические контрасты особенно резко выражены в котловинах со степными ландшафтами.

В степных котловинах, сложенных песчаными и супесчаными породами, в силу сухости не возникает льдистой мерзлоты; при тяжелом гранулометрическом составе отложений сезонная и многолетняя мерзлота смыкаются и в течение вегетационного периода в профиле почв котловин сохраняется льдистая мерзлота (Уфимцева, 1967).

Степная растительность Забайкалья представлена луговыми степями на относительно тяжелых и неоднородных рыхлых породах, настоящими сухими степями — на более легких. Видовой состав настоящих степей разнообразен и непостоянен, в нем чаще всего встречаются ковыль, типчак, тонконог, пижма, лапчатка, змеевка, полыни, карагана, осоки. В сухих степях преобладают группировки с ковылями и пижмой, они чередуются с участками петрофитной растительности.

Тайга является самым распространенным типом растительности в Забайкалье и подразделяется обычно на три вертикальных пояса: нижнюю, или южную; среднюю; верхнюю, или северную, тайгу. Пояс северной тайги располагается на высотах 1000–1500 м, выше он переходит в подгольцовое кедровое редколесье. Кроме лиственницы в верхней тайге встречается кедр, хорошо развит кустарниковый ярус из кедрового стланика и ерника, рододендрона. В нижнем ярусе — мхи, кустарнички, лишайники. Средняя тайга (выше 500–700 м) составляет основной фон на Витимском плоскогорье и большинстве северных хребтов. В древесном ярусе при господстве лиственницы часто встречается береза, реже сосна и кедр. Подлесок из рододендрона, ерника и других кустарников разрежен, а в нижнем ярусе присутствуют отдельные виды лесного разнотравья. Среди тайги на южных сухих склонах появляются «островки» степей, аналогичные степям котловин. Южная тайга, поднимающаяся до высоты 700 м, представлена кустарниковыми травяными лиственничниками, сосново-лиственничными лесами с подлеском из шиповника, спиреи, смородины, жимолости, т.е. по составу и величине опада она сильно отличается от верхней и средней тайги. Соответственно изменяется и характер почвообразования.

В монографии Н.А. Ногиной по почвам Забайкалья (1964) на фоне систематического описания факторов почвообразования и закономерностей вертикальной почвенной зональности много внимания уделяется двум группам почв — таежным почвам с бурым недифференцированным профилем и черноземам (рис. 11.9).

Почвы верхней и средней тайги первоначально рассматривались как подзолистые в свете представлений об обязательности подзолообразования под лесом. Многолетними исследованиями

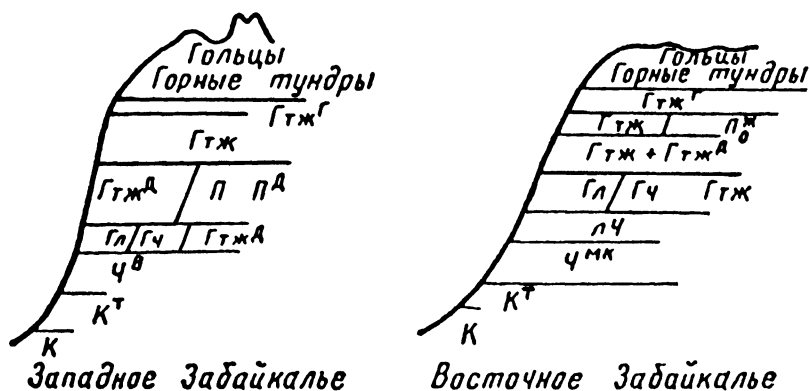


Рис. 11.9. Типы структур вертикальной поясности Забайкалья (по Ногиной, 1964)

было установлено, что подзолистые почвы (т.е. альфегумусовые подзолы) встречаются на песчаных и грубообломочных породах, а основной фон в почвенном покрове обеих вертикальных подзон тайги составляют почвы с бурым недифференцированным профилем. Н.А. Ногина назвала их горно-таежными ожелезненными, И.А. Соколов и В.О. Таргульян — альфегумусовыми, т.е. подзолами и подбурами. Механизм формирования бурого неподзоленного профиля без участия оподзоливания или миграций альфегумусового типа, по мнению Н.А. Ногиной, связан с мерзлотными процессами. Осаждение гидроксидов железа, как известно, препятствует дифференциации профиля, а в забайкальских таежных почвах в силу особенностей атмосферного климата легко предположить криогенный механизм формирования бурых ожелезненных почв. Эксперименты по промораживанию и данные прямых наблюдений подтвердили возможность криогенного пути образования ряда почвенных свойств (яркая бурая окраска, коагуляционная структура и др.).

Вопрос о географической локализации почв с дифференцированным и недифференцированным по подзолисту типу профилем долгое время оставался дискуссионным. Обработка массовых данных по морфологии почв верхней и средней тайги с условным разделением на подзолы и подбуры (по наличию осветленного горизонта мощностью не менее 3 см) подтвердила представления, сложившиеся ранее в ходе маршрутных наблюдений, о большем участии в почвенном покрове верхней тайги подзолов, а средней — подбуров. Почвы с маломощным осветленным горизонтом (или оподзоленным гумусовым) распространены в пределах средней тайги на пологих южных склонах, а также в подгольцовом поясе, где под органомогенным горизон-

том залегают линзы (1–2 см) сизовато-белесого глееватого подзолистого горизонта.

Если верхняя и средняя тайга — мир альфегумусовых и близких к ним почв, то в почвах южной тайги доминируют процессы аккумуляции органического вещества, а минеральная часть почв мало изменена почвообразованием. Почвы южной травяной тайги однозначно определяются как дерново-таежные (мерзлотные или глубокопромерзающие). Профиль горных дерново-таежных почв включает серый гумусовый горизонт мощностью 5–10 см с повышенным содержанием поглощенных оснований, нейтральной реакцией, отношением $S_{гк}/S_{фк} = 0,9–1,2$ и ярко-бурый, более кислый переходный к породе горизонт. При суглинистом составе субстрата отчетливы следы криогенной сортировки.

Забайкальские черноземы характеризуются провинциальными особенностями, которые можно сгруппировать по двум параметрам: гумусовому профилю и карбонатности. Их отличия от восточноевропейских «эталонов» отражают суровость климата и режим осадков: совпадение летнего максимума увлажнения с высокими летними температурами. Гумусонакопление осуществляется преимущественно за счет корнеопада. Биохимические процессы образования гумуса происходят очень активно, но в течение короткого времени. Обсуждая гумусовый профиль забайкальских черноземов, Н.А. Ногина определила его следующим образом: по запасам гумуса они соответствуют восточноевропейским южным, по содержанию гумуса — обыкновенным, по составу гумуса — горным.

Содержание карбонатов во всех черноземах невысокое. Более гумидные варианты черноземов (бескарбонатные) имеют даже слабокислую реакцию, более аридные варианты, называемые чаще всего обыкновенными черноземами, определяются еще и как «мучнисто-карбонатные», или «пропиточные». Еще одна форма новообразованных карбонатов, свойственная щебнистым субстратам, — «бородки» на нижних поверхностях обломков пород. Возможно, что часть карбонатов образовалась в результате подтока растворов вдоль склонов и осаждения на геохимических барьерах периферии современных или прежних котловин.

Лугово-черноземные и черноземно-луговые почвы приурочены к самым влажным и холодным позициям в забайкальских котловинах и на прилежащих склонах, чаще всего к тяжелым суглинкам. Несмотря на то что они формируются под луговыми степями с хорошим задернением, на поверхности их прослеживаются морозобойные трещины; с мерзлотой связана и потечность гумуса, и некоторая гидроморфность почв.

Состав почвенного покрова горных областей Южной Сибири

Вертикальные пояса	Горные области		
	Алтай	Саяны	Забайкалье
Высокогорья	Горно-луговые, горно-тундровые, литоземы*, горно-тундровые дерновые	Горно-тундровые дерновые, горно-тундровые, литоземы*	Горно-тундровые, литоземы* (гольцы)
Среднегорья	Подбуры, горные буроземы, горно-таежные перегнойные мерзлотные, горно-лесные черноземовидные	Подбуры (горно-таежные кислые железистые), перегнойные мерзлотные, в том числе оподзоленные, горно-таежные дерновые	Горно-таежные кислые железистые, подбуры, подзолы
Низкогорья	Черноземы горные, горно-лесные темно-серые и серые, буроземы, в том числе оподзоленные, дерново-глубоко-подзолистые	Горно-лесные темно-серые и серые, дерново-карбонатные, горные черноземы	Горные дерново-таежные
Котловины	Черноземы южные и обыкновенные, каштановые и светло-каштановые	Черноземы обыкновенные и южные, темно-каштановые и каштановые, светло-каштановые и бурые пустынно-степные	Черноземы выщелоченные и обыкновенные пропиточные, лугово-черноземные мерзлотные, темно-каштановые и каштановые

* Название «литоземы» объединяет различные слаборазвитые и примитивные почвы на плотных породах, глубина залегания которых не превышает 30–40 см.

Каштановые почвы занимают в Забайкалье меньшие площади по сравнению с черноземами. Они имеют легкий гранулометрический состав, сильно подвержены дефляции, промыты от солей, содержат пропиточные и натечные формы карбонатов.

В заключение приведем табл. 11.1, суммирующую основные закономерности распространения почв в трех рассмотренных горных системах.

ИНДЕКСЫ ПОЧВ НА РИСУНКАХ И В ТАБЛИЦАХ

Почвы равнин

Та	— арктотундровые
T ^Г	— тундровые глеевые (<i>глееземы и криоземы глеевые*</i>)
T ^{ГР}	— тундровые грубогумусовые фрагментарные (<i>литоземы грубогумусовые</i>)
T ^{ИГ}	— тундровые иллювиально-гумусовые (<i>подбуры иллювиально-гумусовые</i>)
T ^{ЭГ}	— тундровые элювиально-глеевые (<i>глееземы оподзоленные</i>)
T ^Д	— тундровые дерновые (<i>дерновые маломощные сухомерзлотные</i>)
ТБ	— тундрово-болотные (<i>торфяно-глееземы, торфяно-криоземы</i>)
П ^Г	— глееподзолистые
П _о ^Ж	— подзолы железистые,
П _о ^{ИГ} , П _о ^{ЖГ}	— подзолы железисто-гумусовые, в том числе глееватые
П _{ог} ^Т	— подзолы торфянистые иллювиально-гумусовые глеевые
П	— подзолистые
П ^{КГ} , П ^{КЭ}	— подзолистые и подзолы контактно-глееватые (контактно-элювиальные)
ГЛ	— глееземы недифференцированные
ГЛ ^Т	— глееземы торфянистые
ТЖ ^{ГМ}	— таежные глеемерзлотные (<i>криоземы глееватые</i>)
Пб	— подбуры
Пб ^{СТ}	— подбуры сухоторфянистые
Пб	— подзолисто-глеевые
Пб ^Т	— торфянисто-подзолисто-глееватые
Пб ^{ТТ}	— торфяно-подзолисто-глеевые
П ^Д	— дерново-подзолистые
П ^{ДИГ}	— дерново-подзолистые поверхностно-глееватые
П ^{ДГГ}	— дерново-подзолистые глубинно-глееватые
П ^{ДЖ}	— <i>дерново-подзолы иллювиально-железистые</i>
Бр	— буроземы (бурые лесные)

* Курсивом даны названия почв по новой классификации (1997, 2004).

Бр ^н	— буроземы ненасыщенные
Бр ^э	— буроземы элювиально-глеевые
Дг	— дерново-глеевые (<i>гумусово-глеевые</i>)
Дк	— дерново-карбонатные (<i>рендзины, карболитоземы</i>)
С, СЛ	— серые лесные (<i>серые</i>)
СЛ ^с	— светло-серые лесные
Ч ^в	— черноземы выщелоченные (<i>глинисто-иллювиальные</i>)
Ч ^о	— черноземы обыкновенные (<i>сегрегационные</i>)
Ч ^ю	— черноземы южные
Ч ^к	— черноземы карбонатные
Ч ^{сн}	— черноземы солонцеватые
Ч ^в	— черноземы малоразвитые щебнистые (<i>темногумусовые</i>)
Ч ^{мк}	— черноземы мучнисто-карбонатные (<i>черноземы дисперсно-карбонатные</i>)
ЛЧ	— лугово-черноземные (<i>черноземы гидрометаморфизованные</i>)
К ^т	— темно-каштановые
К	— каштановые
К ^к	— каштановые карбонатные
К ^{сн}	— каштановые солонцеватые
Кл	— лугово-каштановые (<i>каштановые гидрометаморфизованные</i>)
К ^с	— светло-каштановые (<i>бурые аридные</i>)
Бу	— бурые полупустынные (<i>бурые аридные</i>)
Сн	— солонцы
Сн ^{ст}	— солонцы степные (<i>светлые</i>)
Б	— болотные
Б ^м	— болотные мерзлотные (торфяные и деструктивно-торфяные)
Б ^т , Тв	— болотные торфяные и торфяно-глеевые (верховых болот, <i>олиготрофные</i>)
Б ^п , Тн	— болотные перегнойно-торфянисто-глеевые (переходных и низинных болот, <i>эутрофные</i>)
Тп	— болотные перегнойные низинные

Горные почвы

Глг	— горно-луговые
Гт	— горно-тундровые

ГТ ^д	— горно-тундровые дерновые
ГТ ^п	— горно-тундровые перегнойные
Гтж	— горно-таежные мерзлотные (<i>подбуры</i>)
Гтж ^г	— горно-таежные глееватые
Гтж ^д	— горно-таежные дерновые (<i>дерновые метаморфизованные</i>)
Гбр ^{иг}	— горно-лесные бурые (буроземы) иллювиально-гумусовые
Глб, Гбр	— горно-лесные бурые (буроземы)
Гл	— горно-лесные серые и темно-серые (<i>темногумусовые метаморфические</i>)
Глч	— горно-лесные черноземовидные
Гч	— горные черноземы
Гк	— горные каштановые
Гкч	— горные коричневые
Гскч	— горные серо-коричневые
Гж	— горные желтоземы
А ^д	— аллювиальные дерновые

Корреляция названий почв в новой классификации 1997, 2004 гг. с традиционными, преимущественно по классификации 1977 г. (в таблицу включены только те почвы, которые по названию и определению отличаются от традиционных)

1997, 2004 гг.	1977 г.
Аллювиальные серогумусовые	Аллювиальные дерновые
Аллювиальные темногумусовые	Аллювиальные луговые
Буроземы грубогумусированные, ржавоземы	Буроземы кислые грубогумусовые, буротаяжные
Бурые аридные	Бурые полупустынные (пустынно-степные) и светло-каштановые
Глееземы, криоземы глееватые	Тундровые глеевые
Глееземы криометаморфические, оподзоленные	Тундровые глееаллювиальные (оподзоленные, поверхностно-глееватые)
Дерновые (глееватые)	Тундровые дерновые
Дерновые метаморфизованные	Дерново-таяжные
Иловато-перегнойно-глеевые	Лугово-болотные
Карболитоземы	Дерново-карбонатные
Карболитоземы перегнойные	Перегнойно-карбонатные
Криоземы и торфяно-криоземы глееватые	Таяжные глеемерзлотные
Криоземы, криометаморфические почвы	Таяжные мерзлотные
Литоземы грубогумусовые и слабообразованные почвы	Горно-тундровые, тундровые примитивные
Литоземы серогумусовые	Слаборазвитые дерновые, в том числе горные
Литоземы темногумусовые	Черноземы малоразвитые + горные черноземы
Перегнойно-темногумусовые иллювиально-железистые	Горно-луговые
Подбуры иллювиально-гумусовые	Тундровые иллювиально-гумусовые

1997, 2004 гг.	1977 г.
Светлоземы	Глееземы дифференцированные
Светлоземы иллювиально-железистые	Глееземы дифференцированные оподзоленные
Серые	Серые лесные
Солонцы светлые	Солонцы степные
Солонцы темные	Солонцы луговые
Темногумусово-глеевые	Дерново-глеевые, луговые
Темногумусовые, серогумусовые	(Горно-)лугово-степные
Торфяно-глееземы	Тундрово-болотные
Торфяно-подзолисто-глеевые	Подзолисто-болотные
Торфяные олиготрофные	Болотные торфяные (верховых болот)
Торфяные эутрофные	Болотные торфяно-перегнойные (низинных и переходных болот)
Черноземы глинисто-иллювиальные	Черноземы оподзоленные и выщелоченные
Черноземы криогенно-мицелярные	Черноземы обыкновенные промерзающие
Черноземы гидрометаморфизованные	Лугово-черноземные
Черноземы миграционно-мицелярные	Черноземы типичные
Черноземы миграционно-сегрегационные	Черноземы поверхностно-карбонатные
Черноземы дисперсно-карбонатные	Черноземы мучнисто-карбонатные промерзающие
Черноземы сегрегационные	Черноземы обыкновенные
Черноземы языковатые, текстурно-карбонатные	Черноземы южные

ЛИТЕРАТУРА

К введению и первой части

- Герасимов И.П.* Генетические, географические и исторические проблемы современного почвоведения. М.: Наука, 1976.
- Герасимов И.П.* Учение В.В. Докучаева и современность. М.: Мысль, 1986.
- Герасимова М.И.* География почв СССР. М.: Высш. шк., 1987.
- Глазовская М.А.* Почвы мира (География почв). М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973.
- Добровольский Г.В., Урусевская И.С.* География почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984; 2004.
- Докучаев В.В.* К учению о зонах природы // Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1949. Т. 4. С. 481–507.
- Классификация и диагностика почв СССР.* М.: Колос, 1977.
- Классификация почв России.* М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1997.
- Лукашова Е.Н.* Основные закономерности природной зональности и ее проявление на суше Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр. 1966. № 6. С. 11–25.
- Почвенная карта Российской Федерации и сопредельных государств / И.П. Гаврилова, М.И. Герасимова, М.Д. Богданова, ред. М.А. Глазовская.* М.: МГУ; Роскартография, 1995.
- Почвенная карта РСФСР / Ред. В.М. Фридланд, Е.Н. Руднева, В.В. Егоров.* М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева; ГУГК, 1988.
- Почвенно-географическое районирование СССР / Г.В. Добровольский, И.С. Урусевская, Н.Н. Розов.* М.: ГУГК, 1983.
- Почвенный покров и земельные ресурсы Российской Федерации.* М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева; РОСНИИЗЕМПРОЕКТ, 2001.
- Соколов И.А., Таргульян В.О.* Взаимодействие почвы и среды: рефлекторность и сенсорность почв // Вопр. геогр. 1977. № 104. С. 153–170.
- Фридланд В.М.* К вопросу о факторах зональности // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1959. № 5. С. 29–37.
- Фридланд В.М.* Об уровнях организации почвенного покрова и системе закономерностей географии почв // Вопр. геогр. 1977. № 104. С. 139–153.
- Фридланд В.М.* Проблемы географии, генезиса и классификации почв. М.: Наука, 1986.

Ко второй части

- Александровский А.Л.* Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене. М.: Наука, 1983.

- Атлас Алтайского края.* М.; Барнаул: ГУГК, 1978.
- Атлас Карельской АССР.* М.: ГУГК, 1989.
- Атлас Тюменской области.* М.; Тюмень, 1971. Т. 1.
- Афанасьева Е.А.* Черноземы Средне-Русской возвышенности. М.: Наука, 1966.
- Ахтырцев Б.П.* Серые лесные почвы Центральной России. Воронеж, 1979.
- Базилевич Н.И.* Геохимия почв содового засоления. М.: Наука, 1965.
- Васильевская В.Д.* Почвообразование в тундрах Средней Сибири. М.: Наука, 1980.
- Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Порожнякова О.М.* Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука, 1996.
- Воскресенский С.С.* Геоморфология СССР. М.: Высш. шк., 1968.
- Генезис и классификация полупустынных почв /* Под ред. Е.Н. Ивановой. М.: Наука, 1966.
- Геннадиев А.Н.* Почвы и время. Модели развития. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990.
- Голубчиков Ю.Н.* География горных и полярных стран. Изд-во Моск. ун-та, 1996.
- Горячкин С.В., Макеев А.О.* Направления таежного почвообразования: спектр мезоморфных почв Европейского Севера // Почвообразование и выветривание в гумидных и семигумидных ландшафтах. М.: ИГРАН, 1991. С. 8–72.
- Демкин В.А., Иванов И.В.* Развитие почв Прикаспийской низменности в голоцене. Пушино, 1985.
- Добровольский Г.В., Никитин Е.Д., Афанасьева Т.В.* Таежное почвообразование в континентальных условиях. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981.
- Забоева И.В.* Почвы и земельные ресурсы Коми АССР. Сыктывкар, 1975.
- Зоны и типы поясности растительности России и сопредельных территорий:* Карта / Под ред. Г.Н. Огуревой. М., 1999.
- Иванов И.В.* Эволюция почв степной зоны в голоцене. М.: Наука, 1992.
- Игнатенко И.В.* Почвы Восточно-Европейской тундры и лесотундры. М.: Наука, 1980.
- Кавказ.* М.: Наука, 1966. Из содерж.: Почвы / В.М. Фридланд. С. 211.
- Караваева Н.А.* Тундровые почвы Северной Якутии. М.: Наука, 1969.
- Караваева Н.А.* Заболочивание и эволюция почв. М.: Наука, 1982.
- Лебедева И.И.* Черноземы Восточной Европы: Автореф. дис ... докт. геогр. наук. М., 1992.
- Ливеровский Ю.А.* Почвы Крайнего Севера и некоторые вопросы их генезиса и классификации // Почвоведение. 1983. № 5. С. 5–15.
- Ливеровский Ю.А., Пустовойтов Н.Д.* Луговые черноземовидные почвы и генезис ландшафтов амурских прерий // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр. 1966. № 3. С. 25–38.
- Неуструев С.С.* К вопросу о географическом разделении степей и пустынь // Неуструев С.С. Генезис и география почв. М.: Наука, 1977. С. 102–108.
- Ногина Н.А.* Почвы Забайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1964.
- Носин В.А.* Почвы Тувы. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Подзолистые почвы запада европейской части СССР /* Под ред. Н.А. Ногиной, А.А. Роде. М.: Колос, 1977.
- Подзолистые почвы северо-запада европейской части СССР /* Под ред. Н.А. Ногиной, А.А. Роде. М.: Колос, 1979.
- Подзолистые почвы центральной и восточной частей европейской территории СССР (на суглинистых почвообразующих породах) //* Под ред. Н.А. Ногиной, А.А. Роде, И.В. Забоевой. Л.: Наука, 1980.
- Подзолистые почвы центральной и восточной частей европейской территории СССР (на песчаных почвообразующих породах) /* Под ред. Н.А. Ногиной, А.А. Роде. Л.: Наука, 1981.
- Почвообразование и выветривание в гумидных ландшафтах.* М.: Наука, 1978.
- Пономарева В.В.* Гумус и почвообразование. Л.: Наука, 1980.

- Соколов И.А.* Вулканизм и почвообразование (на примере Камчатки). М.: Наука, 1973.
- Соколов И.А.* Почвообразование и экзогенез. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1997.
- Таргульян В.О.* Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М.: Наука, 1971.
- Тонконогов В.Д.* Глинисто-дифференцированные почвы Европейской России. М., 1999.
- Черноземы СССР* / Под ред. В.М. Фридланда, И.И. Лебедевой. М.: Колос, 1974. Т. 1. 558 с.
- Ямало-Гыданская область.* Л.: Гидрометеоиздат, 1977. Из содерж.: Почвенный покров / В.Д. Тонконогов.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
----------------	---

ЧАСТЬ I

ОБЩИЕ ЗАКОНЫ ГЕОГРАФИИ ПОЧВ И ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА РОССИИ

6

<i>Глава 1. О законах и закономерностях географии почв</i>	6
--	---

1.1. Главные законы географии почв	8
--	---

1.1.1. Закон горизонтальной зональности	8
---	---

1.1.2. Закон вертикальной зональности	14
---	----

1.1.3. Закон фациальности	15
---------------------------------	----

<i>Глава 2. Почвенные карты как отражение представлений о почвенном покрове СССР и России</i>	18
---	----

2.1. Обзорные и мелкомасштабные карты	19
---	----

2.2. Россия на Почвенной карте мира ФАО/ЮНЕСКО	34
--	----

2.3. Государственная почвенная карта	37
--	----

<i>Глава 3. Почвенно-географическое районирование</i>	38
---	----

ЧАСТЬ II

РЕГИОНАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА

46

<i>Глава 4. Общие черты географии почв, факторы и особенности почвообразо- вания в арктической и тундровой областях</i>	48
---	----

4.1. Представления о закономерностях распространения почв. Факто- ры почвообразования и почвенные процессы	48
---	----

4.2. Арктическая область	56
--------------------------------	----

4.3. Тундровая область	58
------------------------------	----

4.3.1. Подзональные различия в факторах почвообразования и раз- деление на почвенно-географические провинции	59
---	----

4.3.2. Общие черты тундрового почвообразования	61
--	----

4.3.3. Основные формы тундрового микрорельефа и типы почвен- ных комплексов	65
--	----

4.3.4. Региональные особенности почвенного покрова тундр	69
Глава 5. Бореальные таежные области	82
5.1. Общие черты почвообразования. Главные закономерности распространения почв. Разделение на области	82
5.2. Северо-Европейская (Карельская) область	88
5.2.1. Условия почвообразования, их подзональные различия. Роль литогенного фактора	88
5.2.2. Подзолы Карелии и мезоструктуры почвенного покрова	91
5.2.3. Болотные и литогенные почвы	94
5.3. Восточно-Европейская область	98
5.3.1. Условия почвообразования в северной и средней тайге	98
5.3.2. Общие черты почвообразования, их проявление на разных породах, преобладающие и редкие почвы	102
5.3.3. Главные черты почвенного покрова	111
5.4. Западно-Сибирская область	114
5.4.1. Причины и характер заболоченности	114
5.4.2. Болотные почвы: генезис, эволюция	116
5.4.3. Минеральные почвы и особенности почвообразования в них ...	119
5.4.4. Закономерности распространения почв	123
5.5. Среднесибирская область	124
5.5.1. Почвенно-географические закономерности и факторы почвообразования	124
5.5.2. Особенности почвообразования, почвы и закономерности их распространения в северной и средней тайге	128
5.5.3. Почвы южной тайги	136
5.6. Восточно-Сибирская область	140
5.6.1. Факторы почвообразования	140
5.6.2. Почвы и региональные различия в почвенном покрове	143
5.7. Камчатская область	151
5.7.1. Факторы почвообразования	151
5.7.2. Почвы и влияние на почвообразование вулканических пеплов	153
Глава 6. Таежно-лугово-степная Якутская область	159
6.1. Факторы почвообразования и дифференциации почвенного покрова	159
6.2. Почвообразование в автономных почвах	164
6.3. Закономерности распространения почв	167
Глава 7. Суббореальные лесные области	169
7.1. Общие условия почвообразования, главные закономерности распространения почв, разделение на области	169
7.2. Западная Калининградская область	177
7.2.1. Природные условия почвообразования и определение зональных почв	177
7.2.2. Антропогенные воздействия на почвы	179

7.2.3. Свойства автономных почв и почвенный покров	181
7.3. Восточно-Европейская суббореальная лесная область	186
7.3.1. Общие закономерности распространения почв	186
7.3.2. Северо-Западная провинция	187
7.3.3. Среднерусская провинция	193
7.3.4. Вятско-Камская провинция	196
7.3.5. Ополя и почвы со вторыми гумусовыми горизонтами	197
7.4. Западно-Сибирская южнотаежная область	201
7.4.1. Условия почвообразования	201
7.4.2. Почвы и почвенный покров	203
7.5. Дальневосточная область	206
7.5.1. Общая характеристика условий почвообразования	206
7.5.2. Почвы Среднеамурской и Суйфуно-Ханкайской котловин и Сихотэ-Алия	208
Глава 8. Суббореальные лесо-лугово-степные области	213
8.1. Особенности факторов почвообразования и теории происхожде- ния лесостепи	214
8.2. Почвообразовательные процессы в лесостепных почвах	218
8.3. Восточно-Европейская область	224
8.3.1. Условия почвообразования	224
8.3.2. Особенности почвенного покрова и почв	226
8.4. Западно-Сибирская область	231
8.4.1. Условия почвообразования	231
8.4.2. Почвенный покров	233
8.5. Дальневосточная область	237
8.5.1. Условия почвообразования	238
8.5.2. Почвы	239
Глава 9. Суббореальные степные области	241
9.1. Условия и процессы почвообразования. Фациальные тренды и ан- тропогенные изменения степных почв	243
9.2. Европейская область	249
9.2.1. Факторы почвообразования и некоторые вопросы эволюции степных почв	249
9.2.2. Почвы и почвенный покров	251
9.3. Западно-Сибирская область	257
9.3.1. Факторы почвообразования	257
9.3.2. Особенности почв и почвенного покрова	258
Глава 10. Полупустынная область	262
10.1. Факторы почвообразования: условия формирования почв и эво- люции почвенных комплексов	262
10.2. Особенности почвообразования в зональных почвах	267
10.3. Комплексы и характеристика почвенного покрова	269
10.3.1. Равнины Северо-Западного Прикаспия	269
10.3.2. Волго-Ахтубинская пойма	273

<i>Глава 11. Горные области</i>	275
11.1. Кавказ	275
11.1.1. Закономерности строения почвенного покрова	275
11.1.2. Некоторые черты почвообразования	279
11.2. Урал	281
11.2.1. Полярный и Приполярный Урал	281
11.2.2. Северный и Средний Урал	283
11.2.3. Южный Урал	285
11.3. Горы Южной Сибири	286
11.3.1. Горный Алтай (с Салаиром и Кузнецким Алатау)	287
11.3.2. Саяны	294
11.3.3. Забайкалье	298
Приложения	303
Литература	308

Учебное издание

Герасимова Мария Иннокентьевна
ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ РОССИИ

Зав. редакцией *Г.С. Савельева*

Редактор *Т.В. Властовская*

Художественный редактор *Г.Д. Колоскова*

Переплет художника *А.А. Умуркулова*

Технический редактор *Г.Д. Колоскова*

Корректор *В.В. Конкина*

Подписано в печать 14.06.2007 г. Формат 60×90 1/16.
Бумага офсетная № 1. Гарнитура Таймс.
Усл.-печ. л. 20,0 + вкл. 1,0 п.л. Уч.-изд. л. 19,71.
Тираж 2000 экз. Заказ 922. Изд. № 7731.

Ордена «Знак Почета»
Издательство Московского университета.
125009, Москва, ул. Б. Никитская, 5/7.

Тел.: 629-50-91. Факс: 203-66-71,
939-33-23 (отдел реализации)
E-mail: kd_mgu@rambler.ru

В Издательстве МГУ
работает служба «КНИГА — ПОЧТОЙ»
Тел.: 629-75-41

Отпечатано с оригинал-макета
в ООО «Чебоксарская типография № 1»
428019, г. Чебоксары, пр. И. Яковлева, 15.