



КЛАССИЧЕСКИЙ  
УНИВЕРСИТЕТСКИЙ  
УЧЕБНИК

М. И. Герасимова  
М. Д. Богданова  
М. А. Смирнова

# ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ РОССИИ





МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
ИМЕНИ М. В. ЛОМОНОСОВА



**КЛАССИЧЕСКИЙ  
УНИВЕРСИТЕТСКИЙ  
УЧЕБНИК**

---

Серия основана в 2002 г.



**ИЗДАТЕЛЬСТВО  
МОСКОВСКОГО  
УНИВЕРСИТЕТА**

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
ИМЕНИ М. В. ЛОМОНОСОВА  
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

М. И. Герасимова  
М. Д. Богданова  
М. А. Смирнова

# ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ РОССИИ

Учебник

2-е издание, переработанное и дополненное

УДК 913+631.4(470+571)(075.8)

ББК 26.829+40.35(2Рос)я73

Г37

Печатается в соответствии с издательской программой,  
посвящённой 270-летию Московского университета

*Рецензенты:*

*Горячкин С. В.* — доктор географических наук, главный научный сотрудник  
Института географии РАН

*Геннадиев А. Н.* — доктор географических наук, профессор кафедры геохимии  
ландшафтов и географии почв географического факультета МГУ имени М. В. Ломоно-  
сова, заслуженный деятель науки РФ

**Герасимова М. И., Богданова М. Д., Смирнова М. А.**

Г37 География почв России : учебник / М. И. Герасимова, М. Д. Богда-  
нова, М. А. Смирнова. — 2-е изд., перераб. и доп. — Москва :  
Издательство Московского университета, 2025. — 335, [1] с. : ил.,  
цв. ил. — (Классический университетский учебник).

ISBN 978-5-19-012079-0

Учебник является переработанным и дополненным вариантом учебника «Гео-  
графия почв России» (Москва, 2007) в соответствии с новыми материалами  
и публикациями. Издание отражает современные представления о составе поч-  
венного покрова России, его региональных особенностях и анализ факторов,  
определяющих его дифференциацию. В учебнике сделан упор на рассмотрении  
географии почвообразующих процессов на фоне кратких сведений о природе  
крупных регионов. В первой части книги излагаются основные теории географии  
почв, дается обзор мелкомасштабных почвенных карт. Во второй части описы-  
вается почвенный покров регионов страны, затрагиваются вопросы генезиса и эво-  
люции почв конкретных территорий, обсуждаются антропогенные изменения  
почв с использованием новой классификации почв России.

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

УДК 913+631.4(470+571)(075.8)

ББК 26.829+40.35(2Рос)я73

© Герасимова М. И., Богданова М. Д.,  
Смирнова М. А., 2025

© Географический факультет МГУ  
имени М. В. Ломоносова, 2025

© Издательство Московского университета, 2025

ISBN 978-5-19-012079-0

**В 2025 году** Московскому университету — старейшему университету России — исполняется 270 лет. За без малого три века он выучил, вырастил и выпустил в жизнь огромную плеяду выдающихся ученых и педагогов. Люди Московского университета сформировали всемирно признанные научные школы, разработали эффективные методики преподавания разных дисциплин, внося тем самым весомый вклад в успешное научно-технологическое и духовно-нравственное развитие нашей страны. Многие из них создали замечательные книги, в которых ярко отражены как научные и педагогические достижения, так и история самого университета.



Готовясь к юбилею, мы издаем и переиздаем книги, которые дают наилучшее представление об интеллектуальном богатстве Московского университета, о его вкладе в науку и образование. Издательские серии «Классический университетский учебник», «Труды выдающихся ученых МГУ», «История Московского университета», «Из сокровищницы Московского университета» включают ставшие классикой учебники, на которых выросло не одно поколение студентов, фундаментальные научные монографии, книги, повествующие об истории и современности старейшего и крупнейшего университета России.

Посвящая этот издательский проект 270-летию нашей Альма-матер, мы надеемся привлечь внимание читателей к достижениям университетских ученых в разных областях знания, к многогранному научно-образовательному наследию Московского университета, чья книжная сокровищница продолжает пополняться фундаментальными трудами, становясь к юбилею еще богаче.

*Ректор Московского университета  
академик*

*В. А. Садовничий*

A handwritten signature in black ink, reading "В. А. Садовничий". The signature is written in a cursive style with some flourishes.

## Содержание

Предисловие . . . . .	8
<b>ЧАСТЬ I. ОБЩИЕ ЗАКОНЫ ГЕОГРАФИИ ПОЧВ, ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ, ДИСКУССИИ, СОВРЕМЕННЫЙ ВЗГЛЯД. ПОЧВЕННЫЕ КАРТЫ И КАРТЫ РАЙОНИРОВАНИЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ПОЧВЕННО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ КОНЦЕПЦИЙ . . . . .</b>	<b>10</b>
Глава 1. О ЗАКОНАХ ГЕОГРАФИИ ПОЧВ . . . . .	10
1.1. Главные (глобальные) законы географии почв . . . . .	11
1.2. Топографические (региональные и локальные) закономерности географии почв . . . . .	20
1.3. Другие представления о почвенном покрове. Педоразнообразие в контексте географии почв . . . . .	23
Глава 2. ПОЧВЕННЫЕ КАРТЫ И КАРТЫ РАЙОНИРОВАНИЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ОБЩИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПОЧВЕННОМ ПОКРОВЕ СТРАНЫ . . . . .	27
2.1. Почвенные карты России/СССР . . . . .	27
2.2. Карты почвенно-географического районирования . . . . .	32
<b>ЧАСТЬ II. РЕГИОНАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА И ПОЧВ РОССИИ . . . . .</b>	<b>39</b>
Глава 3. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА. ОБЩИЙ ОБЗОР . . . . .	39
Глава 4. АРКТИЧЕСКАЯ И ТУНДРОВАЯ ОБЛАСТИ. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОГРАФИИ ПОЧВ. УСЛОВИЯ И ОСОБЕННОСТИ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ . . . . .	49
4.1. Проявление зональных закономерностей . . . . .	49
4.2. Условия почвообразования и процессы в почвах Арктической и Тундровой областей . . . . .	54
4.3. Арктическая область . . . . .	58
4.4. Тундровая область . . . . .	62
Глава 5. БОРЕАЛЬНЫЕ ТАЕЖНЫЕ ОБЛАСТИ. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ УСЛОВИЙ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ. ПРОЦЕССЫ. СВОЙСТВА ПОЧВ . . . . .	85
5.1. Северо-Европейская (Карельская) область . . . . .	92
5.2. Восточно-Европейская область . . . . .	102
5.3. Западно-Сибирская область . . . . .	116
5.4. Средне-Сибирская область . . . . .	127
5.5. Восточно-Сибирская область . . . . .	141
5.6. Камчатско-Курильская область . . . . .	150
Камчатка . . . . .	150
Курильские острова . . . . .	159

Глава 6. СУББОРЕАЛЬНЫЕ ЛЕСНЫЕ ОБЛАСТИ. ОБЩИЕ УСЛОВИЯ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОЧВ. ГЕНЕЗИС ПОЧВ С ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫМ ПРОФИЛЕМ . . . . .	164
6.1. Западная (Калининградская) область . . . . .	171
6.2. Восточно-Европейская область . . . . .	179
6.3. Западно-Сибирская область . . . . .	192
6.4. Дальневосточная область . . . . .	198
Сихотэ-Алинь . . . . .	205
Сахалин . . . . .	206
Глава 7. ТАЕЖНО-ЛУГОВО-СТЕПНАЯ ЯКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ . . . . .	210
Глава 8. СУББОРЕАЛЬНЫЕ ЛЕСОСТЕПНЫЕ ОБЛАСТИ. УСЛОВИЯ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ. ТЕОРИИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЛЕСОСТЕПИ . . . . .	222
8.1. Восточно-Европейская область . . . . .	231
8.2. Западно-Сибирская область . . . . .	241
8.3. Дальневосточная область . . . . .	248
Глава 9. СУББОРЕАЛЬНЫЕ СТЕПНЫЕ ОБЛАСТИ. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОЧВ . . . . .	253
9.1. Восточно-Европейская область . . . . .	259
9.2. Западно-Сибирская область . . . . .	269
Глава 10. ПОЛУПУСТЫННАЯ ОБЛАСТЬ. ПОЧВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ . . . . .	277
Волго-Ахтубинская пойма и дельта Волги . . . . .	287
Глава 11. ГОРНЫЕ ОБЛАСТИ . . . . .	291
11.1. Кавказ . . . . .	291
11.2. Горный Крым . . . . .	298
11.3. Урал . . . . .	302
11.4. Алтай и Кузнецкий Алатау . . . . .	309
11.5. Саяны, хребты Танну-Ола и Сенгилен . . . . .	318
11.6. Забайкалье . . . . .	325
Литература . . . . .	334

## Предисловие

Учебник служит основой лекционного курса о почвенном покрове страны и рассчитан на студентов старших курсов, магистрантов и аспирантов в системе географического и экологического образования. Курс «География почв России» предполагает наличие знаний по основам почвоведения и региональной физической географии. Он является важным компонентом подготовки специалистов в области географии почв и геохимии ландшафтов, биогеографии, ландшафтоведения, изучения и охраны окружающей среды и близких направлений. Традиционно данный курс читается профессорами кафедры геохимии ландшафтов и географии почв с момента ее создания.

В задачи курса входит знакомство с почвами России и закономерностями их распространения в определенных комбинациях условий рельефа, почвообразующих пород, климата, растительности, деятельности человека; т.е. роль почв в экологической обстановке отдельных природных регионов. Его особенность — детальный почвенно-географический анализ состава и строения почвенного покрова крупных регионов. Одно из базовых положений генетического почвоведения «факторы почвообразования → почвенные процессы → свойства почв» реализуется в курсе и в учебнике в характеристике региональных особенностей почв и почвенного покрова.

Изложение материала в значительной мере базируется на содержании «Почвенной карты РСФСР» масштаба 1:2,5М<sup>1</sup>, изданной в 1988 г. Почвенным институтом им. В.В. Докучаева, которая до сих пор является наиболее детальной картой всей страны. Это обстоятельство определяет структуру учебника. В отличие от других учебных изданий по географии почв и основам почвоведения, характеристика почвенного покрова страны проводится не традиционно по зонам, а по почвенно-географическим областям, выделенным М.А. Глазовской. В новом издании существенно расширена информация о почвах, в том числе за счет недавних журнальных статей, материалов конференций, собственных наблюдений авторов. Тем не менее, при характеристике почвенного покрова территорий приводятся наиболее известные, базовые региональные монографии, сборники или статьи.

Учебник состоит из двух частей, включающих 11 глав. В первой части дано краткое изложение основных законов географии почв, разработанных в России/СССР, рассмотрены составленные на их основе обзорные почвенные карты, отражающие историю изучения почвенного покрова в свете меняющихся со временем почвенно-географических концепций и классификаций почв. Обсуждаются современные концепции географии почв, их соотношение с традиционными и их реализация на почвенных картах, в т.ч. в цифровой почвенной картографии.

Вторая региональная часть учебника содержит большое количество иллюстраций — фотографий почвенных профилей и соответствующих им ландшафтов конкретных территорий, предоставленных авторам от многих коллег

---

<sup>1</sup> В учебнике принято для удобства одно из существующих обозначений масштаба: М — миллионный.

и студентов, а также материалов дистанционного зондирования Земли. Каждый региональный раздел начинается с физической карты описываемой территории, что, в сочетании с фотографиями и космическими снимками, обеспечивает наглядность и конкретность восприятия характеризуемых объектов.

Еще одним отличием учебника от предыдущих изданий является введение в него раздела с картами страны по некоторым факторам почвообразования: температурным, мерзлотным, растительности из «Экологического атласа России» [2017]. К относительно новым элементам учебника относятся и более широкое использование в нем «Классификации почв России» [2004/2008] с дополнениями, изложенными в недавних публикациях. Вместе с тем для некоторых регионов сохраняются традиционные названия почв, используемые в основополагающих региональных публикациях, и приводятся их аналоги в новой классификации.

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

Авторы выражают искреннюю признательность рецензентам книги профессорам А.Н. Геннадиеву и С.В. Горячкину за ценные замечания и советы. Авторы благодарны заведующему кафедрой геохимии ландшафтов и географии почв географического факультета МГУ академику Н.С. Касимову за постоянную поддержку и добрые советы, сотрудникам кафедры Н.А. Мушниковой, А.Ю. Тришину за техническую помощь, Н.В. Рябовой за помощь в подготовке карт. При подготовке физических карт использован «Каталог векторных карт» <https://www.sharada.ru/>

Особую благодарность выражаем коллегам, студентам и аспирантам за предоставленные фотографии почв и ландшафтов практически по всем регионам.

В учебнике использованы фотографии почвенных профилей и ландшафтов авторов, коллег и сотрудников: М.А. Бронниковой, В.Д. Васильевской, А.А. Гербер, Н.В. Гопп, С.В. Горячкина, С.В. Губина, А.Б. Гыниновой, А.Г. Дюкарева, Ю.И. Ершова, Е.В. Жангурова, А.П. Жидкина, И.В. Иванова, Г.И. Истигечева, Р.Г. Ковача, Ю.В. Конопляниковой, Д.Е. Конюшкова, Т.С. Кошовского, Н.И. Лозбенева, С.В. Лойко, А.В. Лупачева, М.Ю. Лычагина, Г.В. Матышака, А.А. Медведкова, Б.Б. Намзалова, С.В. Овечкина, А.П. Садова, И.Н. Семенкова, В.Д. Тонконогова, А.Ю. Тришина, А.А. Усачевой, П.П. Филя, Ю.Г. Чендева, С.В. Чуванова, Н.Б. Хитрова, С.Ф. Хохлова, а также студентов и аспирантов разных лет географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова: А. Алексеенко, Д. Бардашова, П. Брагиной, А. Гинзбурга, А. Горлова, В. Карпачева, В. Качинского, А. Константинова, Д. Костюка, Е. Кравцовой, О. Никитиной, Д. Орданович, С. Пищулова, Н. Соболева, И. Томаровского, У. Улюмжиева, А. Филаретовой, О. Шопиной.

## ЧАСТЬ I

# ОБЩИЕ ЗАКОНЫ ГЕОГРАФИИ ПОЧВ, ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ, ДИСКУССИИ, СОВРЕМЕННЫЙ ВЗГЛЯД. ПОЧВЕННЫЕ КАРТЫ И КАРТЫ РАЙОНИРОВАНИЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ПОЧВЕННО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ КОНЦЕПЦИЙ

## ГЛАВА 1

### О ЗАКОНАХ ГЕОГРАФИИ ПОЧВ

Распространение почв на земном шаре зависит от многих причин и следует определенным правилам, выявление которых и составляет существо географии почв. Отношение к общим глобальным законам географии почв менялось в России и в мире на протяжении XX века: от уверенности в их абсолютной универсальности до почти полного отрицания, от построения сложной иерархической системы до признания одной или двух закономерностей организации почвенного покрова. В России и в СССР огромное разнообразие природных условий и почв создавало широкие возможности для выявления особенностей строения почвенного покрова, как общих, так и локальных, и создания соответствующих концепций.

Необходимость составления почвенных карт при ограниченности фактических сведений о почвах обширных территорий заставляла почвоведов активно искать связи между почвами и условиями их образования. Увлечение поиском общих закономерностей географии почв приходится на середину XX века, когда накопился значительный объем информации о почвах и сформировались разные системы взглядов. Во второй половине XX века сложилась более или менее единая точка зрения об устройстве почвенного покрова суши, разделяемая большинством почвоведов в России. Наиболее полно она изложена в учебнике Г.В. Добровольского и И.С. Урусевской [1984, 2004], представлена на картах почвенно-географического районирования и часто служит основой составления мелко-масштабных и обзорных карт, как почвенных так и производных от них.

Наряду с концепциями организации почвенного покрова обширных пространств (материков, крупных равнин и горных систем) — мега- и макроструктур почвенного покрова, в географии почв широко используется теория структуры почвенного покрова, обращенная к локальным явлениям (например, холмам и грядам, склонам, малым эрозионным формам) — мезо- и микроструктурам. Существуют и иные представления о факторах дифференциации почвенного покрова мира. Например, В.А. Ковда отдает предпочтение истории развития обширных территорий и глобальному геохимическому балансу вещества, от которых зависит строение почвенного покрова на самом высоком уровне его организации. И.А. Соколовым педосфера, или геодерма, рассматривалась как сочетание на суше Земли пяти секторов, соответствующих пространственно-временным моделям организации почвенного покрова мира. В XXI веке начали развиваться методы количественной оценки свойств почвенного покрова, заимствованные из биологии, характеризующие почвенный покров территории — расчеты педоразнообразия, как возможная альтернатива поискам почвенно-географических закономерностей.

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.

### 1.1. Главные (глобальные) законы географии почв

К главным законам географии почв, регулирующим характер мега- и макроструктур почвенного покрова, принято относить законы горизонтальной зональности и фациальности (законы первого порядка) и вертикальной зональности (закон второго порядка) [Герасимов, 1945<sup>2</sup>; Добровольский, Урусевская, 1984, 2004]. Мезо- и микроструктуры рассматриваются в теории структур почвенного покрова как явления более низкого уровня [Фридланд, 1972].



#### *Закон горизонтальной зональности*

Открытие В.В. Докучаевым в конце XIX века закона зональности вывело науку о почвах из области случайных наблюдений, догадок и прикладных 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

<sup>2</sup> Герасимов И.П. Мировая почвенная карта и общие законы географии почв // Почвоведение. 1945. № 3–4.

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 строгой зависимости от климата, растительности и пр.» [Докучаев. Избранные труды, 1949. С. 487].



Рис. 1.1. Карта В.В. Докучаева [1989]

Закон зональности в понимании ученых начала XX века заключается в закономерном распространении почв на земном шаре в виде горизонтальных, или широтных зон на равнинах, по выражению В.В. Докучаева, «разноцветными лентами, опоясывающими земной шар» (рис. 1.1). Количество известных В.В. Докучаеву почв и, соответственно, зон было всего пять: тундровая, таежная, черноземная, азральная, красноземная, или латеритная. Горы и долины, причудливые береговые линии материков, реки и озера нарушают идеальное «математическое однообразие» простираения естественно-исторических зон. Однако, поскольку природа «не терпит беззакония, хаоса и случайности», эти нарушения и отклонения

кажутся случайными «лишь для неопытного глаза, лишь для человека, не умеющего читать величайшую из книг — книгу природы... Так как вместе с поднятием местности всегда закономерно изменяются и климат, и растительный и животный мир..., так же закономерно должны изменяться и почвы по мере поднятия от подошвы гор ... к их снежным вершинам» [Докучаев, там же. С. 491]. Блестящая форма изложения и очарование личности В.В. Докучаева способствовали признанию закона зональности, горизонтальной и вертикальной, как если не единственного, то общего для многих природных объектов. Приведем несколько примеров.

Глубокой убежденностью 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 влажных и прохладных, по аналогии с горизонтально-зональной сменой условий почвообразования с юга на север.

В.В. Докучаев и его ближайший ученик Н.М. Сибирцев разрабатывали системы почвенных классификаций и разделяли почвы на зональные (нормальные!) и незональные (анормальные!). Последние включали, по Н.М. Сибирцеву, интразональные (встречающиеся в особых условиях в нескольких зонах) и азональные («секущие» любые зоны). Г.Н. Высоцкий [1906], почвовед-гидролог, увлеченный идеями зональности, в своей классификации почв разделил интразональные почвы на абсолютно интразональные и интразональные, становящиеся зональными в соседних зонах. Приведенные примеры показывают глубокую убежденность естествоиспытателей в универсальности закона зональности.

Дальнейшее развитие идей зональности заключалось в установлении приуроченности известных и вновь открываемых почв к зонам и подзонам, в анализе факторов и проявлений зональности, проведении зональных границ, в поиске «биоклиматических» параметров зон.

Например, В.М. Фридландом [1959]<sup>3</sup> была рассмотрена реализация принципа зональности с точки зрения вклада главных составляющих климата — увлажнения и теплового режима, в конфигурацию почвенных зон. В статье анализировались причины пространственной смены горизонтальных и вертикальных почвенных зон. Расположение зон на материках сравнивалось с изолиниями значений коэффициента увлажнения Высоцкого–Иванова и сумм биологически активных температур (>10°C). 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 этих составляющих климата сильнее влияет на положение почвенных зон в пределах обширных территорий.

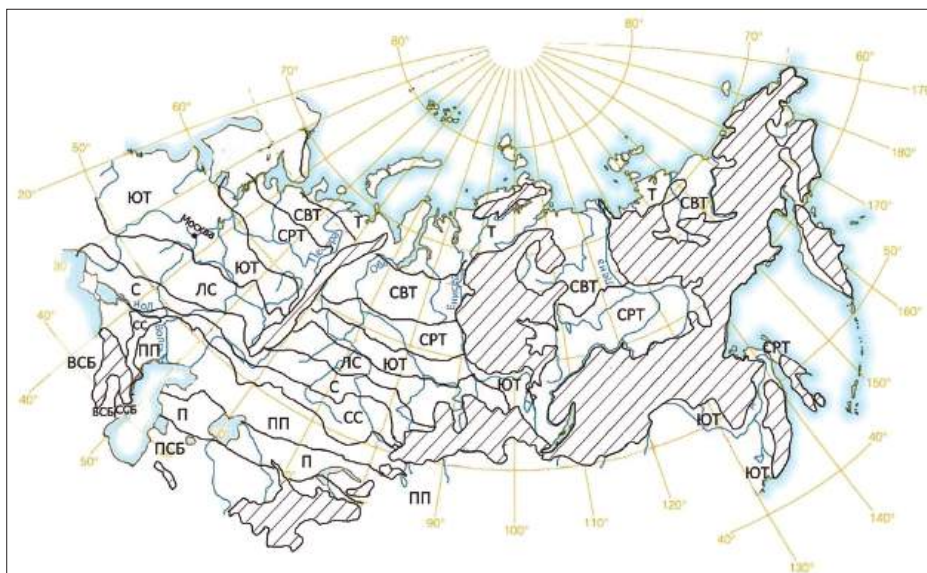
Заметим, однако, что еще в конце 1920-х годов С.С. Неуструев<sup>4</sup> высказал мысль о соответствии положения зональных границ распространению почвообразующих пород. Им неоднократно обсуждалось влияние рельефа на трансформацию зональных закономерностей на примере пустынных почв. К вопросу о зависимости зональных границ от свойств почвообразующих пород В.О. Таргульян и И.А. Соколов вернулись в 1970-е годы.

Выделение почвенных зон и подзон основывалось на «биоклиматических» параметрах, с одной стороны, и почвенно-генетических — с другой. В соответствии с первым подходом предполагалась приуроченность почв

<sup>3</sup> Фридланд В.М. К вопросу о факторах зональности // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1959. № 5.

<sup>4</sup> Неуструев С.С. Элементы географии почв. М.–Л.: Госсельхозгиз, 1930.

к зонам растительности (тундра, тайга и др.). В соответствии с почвенно-генетическим аспектом принципа зональности почвенная зона должна 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 (рис. 1.2).



**Рис. 1.2.** Почвенные зоны и подзоны на территории СССР [по Атласу 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; штриховкой показаны горы с вертикальными почвенными зонами

Эволюция идеи горизонтальной зональности в 60–70-е годы XX века привела к необходимости дать определение почвенной зоны. В 1960-е годы в первом издании Почвенно-географического районирования СССР<sup>5</sup> почвенная зона была определена как «ареал зонального типа почв и сопутствующих ему интразональных почв» [с. 19]. Вокруг этого определения разгорелась бурная дискуссия. Противники его справедливо указывали на нарушение логических правил формулировки определения; кроме того, некоторые почвоведы настаивали на возможности существования не одного, а нескольких зональных типов почв, развитых в автономных позициях на разных породах и в условиях разной дренированности почвенного профиля. В частности, Ю.А. Ливеровский приводил

<sup>5</sup> Почвенно-географическое районирование СССР (в связи с сельскохозяйственным использованием земель). М.: Изд-во АН СССР, 1964.

примеры одновременного существования на плакорах (плоских водораздельных участках) западносибирской таежной зоны суглинистых подзолистых и элювиально-глеевых почв. Следовательно, в пределах почвенной зоны возможны несколько зональных типов почв и связанных с ними интразональных, т.е. почв в подчиненных позициях. Это представление соответствует положению С.С. Неуструева о зональных типах почвенных сочетаний. Именно таким было определение почвенной зоны, данное Ю.А. Ливеровским: *«Ареал определенного типа почвенных сочетаний, в состав которых наряду с одним или несколькими типами плакорных почв входят также типы почв, развивающиеся в интразональных условиях»* [1964, с. 14].

Определение почвенной зоны В.М. Фридланда [1986] сохраняет идею классиков о климатической обусловленности зон и уточняет условия присутствия нескольких зональных почв: *«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»* [с. 75].

Середина XX века — «золотой век» зональных идей. Зональность считалась универсальным законом для разных компонентов природы, зональные категории использовались (и используются) в физической географии, биогеографии и других науках о Земле. Зональность отчетливо проявляется в пространственном распределении не только растительных сообществ, но и объема и химизма биологического круговорота, в ландшафтно-геохимических процессах, свойствах поверхностных вод и т.д.

Мнению об универсальности зональной концепции противостояли взгляды об иных закономерностях, зависящих не столько от внешних причин, сколько от свойств самих почв. Так, в статье, посвященной анализу почвенно-географических закономерностей, И.А. Соколов и В.О. Таргульян [1977]<sup>6</sup> рассматривают горизонтальную зональность как один из возможных способов реализации в пространстве взаимоотношений между почвами и факторами-почвообразователями. Зональный рисунок на больших пространствах образуют почвы, свойства которых зависят от климата («клима-сенсорные почвы»), и это обычно происходит на обширных суглинистых равнинах.

Распределение некоторых почв на земной поверхности может определяться мозаикой почвообразующих пород, что впоследствии было названо литогенной матричностью в отношении почвенного покрова, состоящего из «лито-сенсорных» почв по И.А. Соколову и В.О. Таргульяну.

<sup>6</sup> Соколов И.А., Таргульян В.О. Взаимодействие почвы и среды: рефлекторность и сенсорность почв // Вопросы географии. 1977. № 104.

К лито-сенсорным относятся почвы на плотных породах, например, базальтах или известняках, на фоне клима-сенсорных почв на суглинках. Поскольку ареалы наиболее сильно зависящих от климата почв образуют на равнинах полосы, или разноцветные ленты В.В. Докучаева, то И.А. Соколов и В.О. Таргульян назвали такие полосы «климамегастриями» (от лат. *stria* — полоса), а зональность, соответственно, была названа «климамегастриальностью» как пространственное проявление клима-сенсорности почв.

Современная концепция горизонтальной зональности, принимаемая большинством почвоведов и географов, заключается в следующем. Выделено значительно больше зон и подзон, чем в схеме Докучаева–Сибирцева (рис. 1.1 и 1.2); введено понятие о спектрах зон, различных в приокеанических и континентальных частях материков.

Географы объединили зоны в географические пояса: арктический, бо-реальный, суббореальный, субтропический, тропический, субэкваториальный, экваториальный [Лукашова, 1966; Физическая география материков и океанов, 1988] и представили их теоретическое расположение на «гипотетическом материке», предложенном в 1910 г. климатологом В. Кеппенем.

В 1948 г. известный немецкий географ Карл Троль выделил на гипотетическом (или идеальном) материке систему ландшафтов, которая постоянно совершенствуется [Алексеев, Голубев, 2004; Алексеева и др., 2020]. В настоящее время на гипотетическом материке географы находят 96 зональных типов природных ландшафтов в системе географических поясов и зон; учитываются также секторы, различающиеся степенью континентальности (рис. 1.3).

Зональная концепция является основой «Физико-



Рис. 1.3. Гипотетический материк, с географическими поясами (надписи справа), зонами (цвет) и типами природных ландшафтов (цифры)

географического атласа мира» [1964], многих мелкомасштабных карт, например карты «Географические пояса и зоны суши Земли» масштаба 1:15 М, а также большинства отечественных обзорных почвенных карт.

### **Закон вертикальной зональности**

Работая много лет на Кавказе, С.А. Захаров [1912, 1914], ученик В.В. Докучаева и знаток горных почв, пришел к выводу, что система вертикальных почвенных зон не аналогична полностью системе горизонтальных почвенных зон. Ему пришлось усложнить схему вертикальной почвенной зональности введением ряда новых терминов для взаимного расположения зон: «миграция», «инверсия», «интерференция»; они характеризуют изменения простого соотношения факторов или сильное влияние одного из них. Впоследствии в географии почв сохранилось только одно из предложенных С.А. Захаровым понятий — «инверсия зон»<sup>7</sup>. Тем не менее, возникшие сомнения были не напрасны и привели к совершенствованию географии почв горных стран.

Вертикальная почвенная зональность проявляется в виде *разнотипичной структуры* вертикальных почвенных зон [Герасимов, 1948] или *типов поясности* [Розов, 1954; Фридланд, 1951]. Сложность вертикальных спектров почвенных (под)зон, их состав и конфигурация определяются высотой и географическим положением горного массива. 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 ниже горнотаежно-подзолистыми. В умеренно-континентальном секторе суббореального пояса лугово-буро-черноземный тип включал вертикальные зоны с зональным рядом почв: горно-луговые — горные бурые лесные — горные черноземы.

В.М. Фридланд [1951] ввел понятие *тип поясности* как определенной совокупности почвенных зон, последовательно сменяющих друг друга с высотой в определенных горных массивах. Было выделено свыше 20 типов поясности, получивших как типологические (на высоком уровне), так и местные названия, например, Южносибирский и Уральско-Алтайский типы, входящие в бореальный класс поясности.

Позднее Ю.А. Ливеровский и Э.А. Корнблум [1960] предложили заменить термин «вертикальная зональность» более общим — «горная зональность», которая разделяется на «гумидную» и «аридную»,

<sup>7</sup> Обычно это результат климатических инверсий; чаще всего наблюдается в межгорных котловинах горных систем, расположенных в континентальных секторах. Например, инверсионные тундры могут занимать межгорные котловины, оказываясь в высотном ряду ниже тайги.

учитывающую экспозицию склонов, а также выделять в качестве особого географического феномена «предгорную зональность» как результат своеобразных синоптических процессов в предгорьях.

В итоге, закон вертикальной зональности не вызывал особых дискуссий: смена почв с высотой очевидна; уточнения заключались в выявлении отклонений от простой высотной схемы и их объяснении орографическими особенностями и/или географическим положением горных систем.

### *Закон фаціальности*

Закон зональности на обширных равнинах России проявляется в сочетании с общими закономерностями распространения почв, связанными с долготными и другими местными изменениями климата, а также с гидрологическими и геоморфологическими условиями. Составляя средне-масштабную почвенную карту европейской России в начале 1920-х годов, Л.И. Прасолов считал необходимым рассматривать в географии почв не только почвенно-климатические зоны, но и почвенные провинции по комплексу климатических и литолого-геоморфологических факторов и свойств почв. Примером провинции послужила провинция приазовских черноземов на юге черноземной зоны, заметно отличающихся по свойствам от черноземов их основного ареала.

Начиная с первых сомнений в зональных закономерностях распространения почв, в частности 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<sup>8</sup> (рис. 1.4).

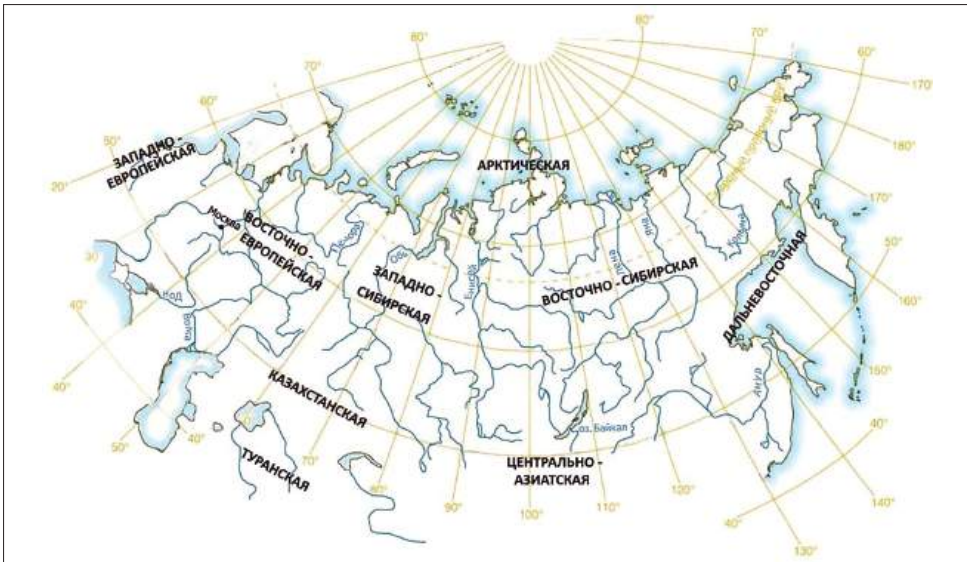
Фации были выделены по климатическим режимам (континентальности климата и распределению осадков по сезонам) и одновременно по геолого-геоморфологическим особенностям обширных территорий. Общими чертами климатических режимов обладают крупные морфоструктурные области, своеобразные также в геохимическом и палеогеографическом отношениях. Например, Западно-Сибирская фация отличается от Восточно-Европейской фации с ее «условно нормальными почвами», образующими зональный ряд, большей континентальностью климата, смещением к северу зональных границ, заболоченностью в таежной зоне и засолением в лесостепной и степной. Две последние особенности являются следствием слабой дренированности Западно-Сибирской равнины и ее геологической истории.

---

<sup>8</sup> Герасимов И.П. О почвенно-климатических фациях равнин СССР и прилегающих стран. Тр. Почв. Ин-та им. В.В. Докучаева, т. 8, вып. 5. Л., 1933. Также: Герасимов И.П. Избр. тр. 1976.

Принципы выделения фаций и сами фации отражают двойственность понятия фаціальности как закономерности одновременно климатической и литолого-геоморфологической. Развивая представления Л.И. Прасолова о приазовских черноземах, почвоведы находили региональные (провинциальные) черты в свойствах других черноземов, названных молдавскими, украинскими, среднерусскими, заволжскими, западносибирскими, с присущими им особенностями гумусового и карбонатного профилей.

Другими примерами проявления фаціальности в свойствах почв могут служить тренды изменений гумусового профиля подзолистых и серых почв с запада на восток, различий в свойствах тундровых почв.



**Рис. 1.4.** Почвенно-климатические фации равнин СССР и прилегающих стран [по Герасимову, 1933, 1976]

Еще одним следствием климатического подхода к вопросам фаціальности было введение в «Классификацию почв СССР» [1977] и в схему Почвенно-географического районирования СССР [1983] дополнительной категории по характеру теплообеспеченности почв — фаціальных подтипов в дополнение к традиционным подзональным.

В завершение обсуждения этого общего и несколько неоднозначного закона географии почв приведем его определение, данное И.П. Герасимовым [1945] в связи с предлагаемым им ранжированием главных почвенно-географических законов: «Местные провинциальные (фаціальные) особенности климата, обусловленные в основном местными термодинамическими атмосферными процессами, определяют во многих частях

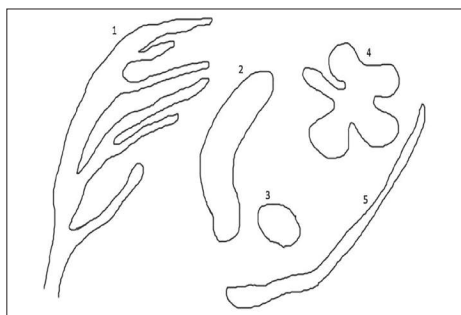
*географических поясов радикальное осложнение горизонтальной (широтной) зональности и способствуют формированию специфических местных явлений вплоть до формирования особых типов почв и индивидуальных закономерностей их географического распределения».*

## 1.2. Топографические (региональные и локальные) закономерности географии почв

В монографии С.С. Неуструева [1930] с символическим названием «Элементы географии почв» анализируется вклад докучаевских факторов в почвообразование. Особенно подробно рассмотрено значение рельефа и анализ форм рельефа с позиций приуроченности к ним тех или иных почв. Топографические закономерности строения почвенного покрова составляют отдельную область географии почв — теорию структуры почвенного покрова (СПП), созданную В.М. Фридландом и изложенную в одноименной монографии [1972]. Анализ закономерностей распространения почв на уровне мезо- и микрорельефа, пестроты повообразующих пород и связей между ареалами почв составляет сущность этой теории.

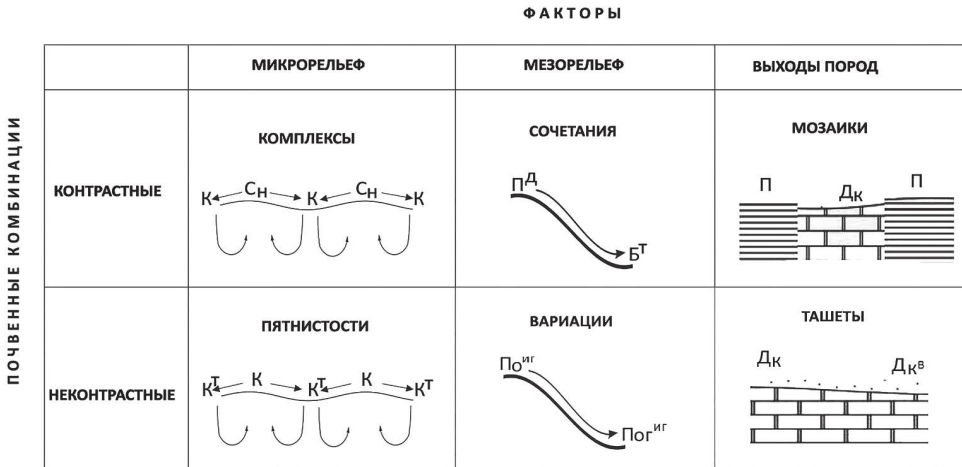
### Основные понятия и термины теории структуры почвенного покрова

В основе теории СПП лежит понятие *элементарного почвенного ареала (ЭПА)* — предельно малой однородной единицы почвенного покрова, в классификационном выражении — разновидности. В пространстве ЭПА ограничен другими ЭПА или непочвенными образованиями. Внутри ЭПА отсутствуют какие-либо границы, и по своей природе он может иметь различную площадь: от гектаров до квадратных метров. ЭПА систематизированы по форме (рис. 1.5), размерам, степени изрезанности границ, генезису, свойствам составляющих их почв, а также по контрастности компонентов и связям между ними. Сочетания нескольких ЭПА, занимающих разные формы микро- и мезорельефа, называются *почвенными комбинациями*; образующими различные типы структур почвенного покрова.



**Рис. 1.5.** Формы ЭПА  
[по Фридланду, 1972]: 1 — древовидная,  
2 — вытянутая, 3 — изоморфная,  
4 — лопастная, 5 — линейная

Контрастность почвенных комбинаций оценивается по таксономическому расстоянию между компонентами комбинации согласно классификации почв (рис. 1.6). Примером комбинаций с контрастными ЭПА является комплекс солонцов и каштановых почв; пример с неконтрастными ЭПА — пятнистость каштановых почв, различающихся мощностью гумусового горизонта и/или глубиной вскипания. В первом случае компоненты различаются на высоком таксономическом уровне: типов почв или отделов, во втором — на уровне вида, т.е. уровне, на 2 ранга более низком в любой отечественной классификации.



**Рис. 1.6.** Типы почвенных комбинаций в зависимости от рельефа, пород и классификационной контрастности компонентов; стрелками показаны связи между компонентами [по Фридланду, 1972]. Индексы почв на схеме: К — каштановые, Сн — солонцы, К<sup>т</sup> — темнокаштановые, П<sup>д</sup> — дерново-подзолистые, Б<sup>т</sup> — торфяные болотные, По<sup>иг</sup> — подзолы иллювиально-гумусовые, По<sup>иг</sup> — подзолы иллювиально-гумусовые глееватые, Дк — дерновые остаточно-карбонатные, Дк<sup>в</sup> — дерновые остаточно-карбонатные выщелоченные

Генетическая связь между ЭПА — компонентами почвенных комбинаций, может быть двусторонней, однонаправленной, или отсутствовать. Однонаправленная связь между ЭПА возникает для почв, сопряженных по мезорельефу; в таком случае выделяются контрастные сочетания, например различных подзолов на склонах холма и торфяных почв в межхолмовом понижении. Примером неконтрастной почвенной комбинации — вариации — могут быть подзолы иллювиально-гумусовые и подзолы иллювиально-гумусовые глееватые.

В условиях литологической неоднородности генетическая связь между ЭПА, приуроченных к разным породам, обычно отсутствует, и почвенный покров состоит из контрастных мозаик и/или малоконтрастных ташетов. Название «ташеты» образовано от французского слова

*la tache* — пятно. Например, ЭПА в тайге на выходах плотных карбонатных пород среди бескарбонатных суглинков представлены, соответственно, дерновыми остаточно-карбонатными почвами и подзолистыми. Малоконтрастные ташеты на карбонатных породах с разной мощностью верхнего бескарбонатного мелкоземистого слоя могут состоять из дерновых остаточно-карбонатных почв и дерновых остаточно-карбонатных выщелоченных почв.

### ***Географические аспекты теории структуры почвенного покрова***

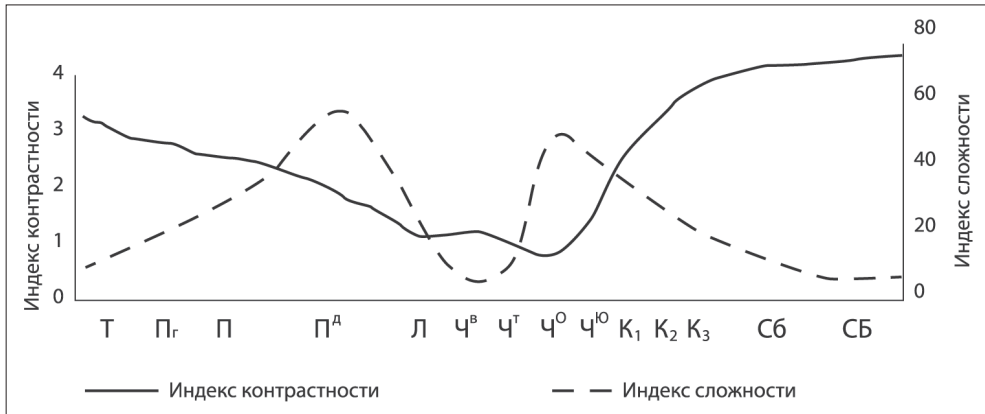
Формирование и распределение типов почвенных комбинаций на территории России в самом общем виде определяется двумя условиями: формами рельефа и ограничениями со стороны климата. Мезоструктуры почвенного покрова связаны с возвышенностями, эрозионными равнинами, холмистыми моренными равнинами, останцами и грядами разного происхождения; микроструктуры — с ровными поверхностями с отчетливым криогенным, биогенным или суффозионным микрорельефом. Климатические ограничения: низкие температуры, избыточное увлажнение и мерзлота на севере, дефицит влаги на юге. Структуры почвенного покрова исследуются на небольших ключевых участках, составляются крупномасштабные карты СПП, служащие основой последующих обобщений. При первоначальной съемке оценивается состав почвенного покрова, его контрастность, геометрическая форма, размеры и сложность ареалов и ряд других характеристик.

Анализ крупномасштабных карт различных регионов России позволил В.М. Фридланду выявить закономерные изменения свойств СПП в зональном ряду почв (рис. 1.7).

Почвенные комбинации оказались более контрастными в тундровых, таежных и лесных ландшафтах, где автономные почвы сочетаются с разного рода переувлажненными почвами. Контрастность усиливается участием подзолов на песках (от «сухих» иллювиально-железистых до глеевых иллювиально-гумусовых), почв со вторым гумусовым горизонтом и почв на выходах известняков. Второй, меньший пик контрастности приходится на черноземы южные и каштановые почвы, образующие комплексы со своими солонцеватыми и засоленными модификациями, иногда с солонцами. Высокая контрастность в ареалах пустынных почв связана с участием в почвенном покрове солончаков, такыров и орошаемых почв.

Сложность почвенного покрова, оцениваемая по количеству и размерам ЭПА на определенную площадь, минимальна в ареалах лесостепных почв и обыкновенных черноземов с их крупными однородными ЭПА, дополнительно гомогенизированными распашкой. Территории с комплексами — криогенными и галогенными, характеризуются сложными

мелкоконтурными СПП за счет комплексов, к которым на юге добавляются нередкие в Прикаспийской низменности песчаные массивы и солончаки.



**Рис. 1.7.** Свойства почвенных комбинаций в зональном ряду почв СССР [по Фридланду, 1972]. Индексы почв на схеме: Т — тундровые, Пг — глееподзолистые, П — подзолистые, П<sup>д</sup> — дерново-подзолистые, Л — серые лесные. Ч — черноземы: выщелоченные, типичные, обыкновенные, южные. К<sub>1</sub> — светлокаштановые, К<sub>2</sub> — каштановые, К<sub>3</sub> — темнокаштановые, Сб — бурые полупустынные, СБ — серо-бурые пустынные

Итогом рассмотрения общих — глобальных, региональных и локальных закономерностей строения почвенного покрова России могут быть две системы уровней его организации, названные В.М. Фридландом сопряженными иерархическими системами [Фридланд, 1977]. Нижний уровень представляет собой категории структуры почвенного покрова. Верхние уровни образуют зонально-провинциальное строение почвенного покрова, в котором названия пространственных единиц соответствуют терминологии почвенно-географического районирования (Глава 2).

### 1.3. Другие представления о почвенном покрове. Педоразнообразии в контексте географии почв

Из вышеизложенного следует, что общие законы географии почв обсуждались преимущественно в России и СССР, начиная еще с В.В. Докучаева. В западных странах почвоведы относили эти вопросы к сфере образования. Однако в последние десятилетия ситуация меняется, чему способствовали внедрение компьютерных технологий в почвоведение, увеличение доступности материалов дистанционного зондирования Земли и, как результат, возникновение цифровой почвенной

картографии (ЦПК)<sup>9</sup>. Составление цифровых почвенных карт основывается на информации о факторах почвообразователях — предикторах.

В большинстве существующих алгоритмов ЦПК используется парадигма Докучаева о почве как результате взаимодействия факторов — климата, биоты, рельефа и почвообразующих пород во времени. Поиск связей между факторами почвообразования и почвами конкретных территорий осуществляется с помощью математических методов. Цифровая почвенная картография позволяет создавать карты разного содержания и детальности для различных регионов мира. Ограничениями цифровой почвенной картографии являются недостаток сведений о факторах почвообразования, выраженных в виде снимков/карт оптимального пространственного разрешения, недостаточная обеспеченность данными по конкретным почвам как полевыми, так и аналитическими. Кроме того, возможны трудности в интерпретации полученных результатов, касающихся связей между факторами почвообразования и свойствами почв в силу возможностей методов, неоднозначности связей, необходимых для создания алгоритмов (например, для деревьев принятия решений). Многие методы ЦПК эффективно используются в сочетании с традиционными; так были составлены «Национальный...» [2004, 2007] и «Экологические атласы России» [2002, 2017], «Национальный атлас почв России» [2011], комплексные и специализированные региональные атласы последних лет.

Как в России, так и в мире существующие цифровые почвенные карты имеют преимущественно детальный и крупный масштабы, отображают некоторые свойства почв (например, содержанию углерода, pH и др.), реже — почвы. Несмотря на то, что ЦПК является актуальным и быстро развивающимся направлением, почвенные карты, построенные только цифровыми методами для отдельных территорий, пока немногочисленны.

Если ЦПК на данном этапе ее развития играет скорее роль метода, использующего некоторые положения географии почв, то другое относительно новое направление создает дополнительную информацию о почвенном пространстве. Теория педоразнообразия (Pedodiversity) представляет собой анализ состава почвенного покрова территории с привлечением современных математических методов. Принципы анализа педоразнообразия и сам термин были предложены в 1990 и 1995 гг. Х. Ибаньесом с соавторами<sup>10</sup> и А. Мак Братни<sup>11</sup>, и они заключались в адаптации биологических подходов к анализу состава популяций живых

<sup>9</sup> Цифровая почвенная картография: теоретические и экспериментальные исследования. Сб. статей. Москва. 2012.

<sup>10</sup> Ibañez J.J., De-Alba S., Bermudez F.F. Garcia-Ivarez A. Pedodiversity: concepts and measures. Catena, 1995, 24.

<sup>11</sup> McBratney A.B. On variation, uncertainty and informatics in environmental soil management. Australian Journal of Soil Res. 1992. № 30.

организмов, т.е. биоразнообразия, применительно к почвам и почвенному покрову.

Объектом изучения педоразнообразия является почвенный покров (аналогично объекту географии почв): число почвенных ареалов на территории и равномерность их распределения, частота встречаемости различных почв и таксономические расстояния между ними, соотношения площадей, занимаемых разными почвами. Количественная оценка педоразнообразия проводится с использованием специальных индексов, чаще всего, индексов Шеннона и Симпсона. Педоразнообразию оценивалось для регионов самых разных размеров, начиная от всего мира до отдельных стран и районов. В монографии «Pedodiversity»<sup>12</sup>, составленной почвоведом пяти стран, изложены основные принципы оценки разнообразия компонентов почвенного покрова, связи между педоразнообразием и характером рельефа, а также некоторые математические подходы к оценке педоразнообразия, оценки педоразнообразия в контексте сохранения почвенного покрова.

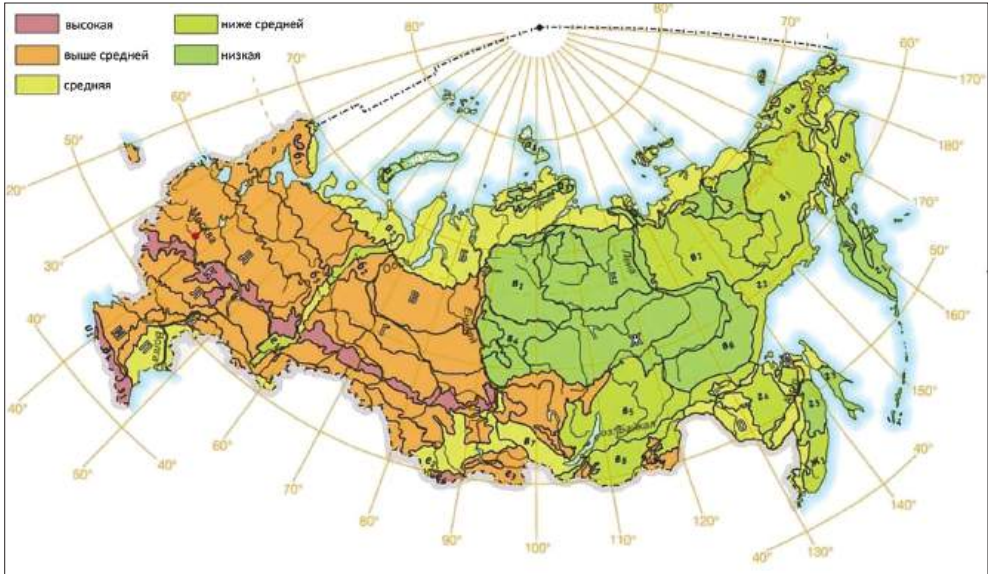
В России публикаций по педоразнообразию еще мало. Однако одним из результатов проведенных исследований были выводы о высоком уровне зависимости получаемых оценок педоразнообразия от масштаба и концепции почвенной карты, по которой проводятся расчеты, а также от классификации почв, принятой на карте. Проведенные оценки вклада в педоразнообразии Карелии двух почвенных классификаций — российской [2004] и международной [WRB, 2014, 2022], также дали большие величины в случае более детальной российской системы по картам трех масштабов [Красильников и др., 2018]<sup>13</sup>.

Одним из первых опытов создания обзорных карт педоразнообразия России по оригинальной методике является карта латеральной дифференциации почвенного покрова в «Национальном атласе почв России» [2011] (рис. 1.8). Под латеральной дифференциацией понимается количество почвенных единиц на определенной территории, другими словами, сложность почвенного покрова. Карта латеральной дифференциации характеризует разнообразие почв в пределах почвенных зон (подзон) и горных провинций. Карта составлена путем усреднения данных, рассчитанных для наименьших единиц почвенно-экологического районирования. Чем выше степень латеральной дифференциации почвенного покрова, тем больше встречается разных таксономических групп почв и менее выражено доминирование какой-либо одной таксономической группы; другими словами, доля площади, занимаемой преобладающей почвой, от площади рассматриваемой территории должна быть

<sup>12</sup> Ibañez J.J., Bockheim J.G. (ed.). Pedodiversity. CRC Press, 2013.

<sup>13</sup> Красильников П.В., Герасимова М.И., Голованов Д.Л. и др. Почвенное разнообразие и его значение в контексте современной географии почв // Почвоведение. 2018. № 1.

минимальна. В результате карта разнообразия почвенного покрова показывает, на каких территориях совместное действие факторов среды привело к формированию наиболее сложно организованных почвенных покровов. Наименьшие значения приходятся на зону арктических почв, наибольшие — на ареалы серых почв и Кавказ: повышенные показатели получены для равнин таежной и степной зон.



**Рис. 1.8.** Карта «Степень латеральной дифференциации почвенного покрова России» [Национальный атлас почв России, 2011]

Методологически, оценки педоразнообразия можно считать современным вариантом ряда положений теории структуры почвенного покрова. В предисловии к упоминавшейся коллективной монографии «Pedodiversity» ее редакторы Х. Ибаньес и Дж. Бокхейм пишут, что первым почвоведом, попытавшимся анализировать и оценить количественно разнообразие почв территории, был В.М. Фридланд (Pedodiversity. Introduction, p.vi). Например, классификационная контрастность почвенных комбинаций в целом соответствует таксономическим расстояниям.

Оба направления изучения пространственной картины распространения почв — традиционная география почв с ее системой равноуровневых законов, рассматриваемых в этой главе, и оценка педоразнообразия — имеют общий источник, точнее, объект анализа — почвенные карты.

## ГЛАВА 2

# ПОЧВЕННЫЕ КАРТЫ И КАРТЫ РАЙОНИРОВАНИЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ОБЩИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПОЧВЕННОМ ПОКРОВЕ СТРАНЫ

### 2.1. Почвенные карты России/СССР

Почвенно-географические концепции, сформулированные разными научными школами, или авторские, реализуются в почвенных картах. Вместе с тем почвенная карта — интерпретация определенного объема информации о почвенном покрове территории, имеющегося к моменту ее составления, итог очередного этапа исследования.

Содержание карты — почвы, их названия, следовательно, таксономический уровень в классификации, а также группировка почв в легенде — существенно зависит от принятой концепции, тогда как уровень детальности, набор показываемых на карте почв, размеры и форма контуров определяются степенью изученности территории, картографическими правилами и техническими 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 обычно группируются в легенде по их положению в рельефе и видам антропогенных воздействий, а общие почвенно-географические закономерности отступают на второй план. Карты среднего масштаба наиболее сложны для выявления законов географии почв, поскольку при их составлении учитываются как макроструктуры почвенного покрова, так и мезо- и микро-структуры.

Подобно другим специальным картам, почвенные карты всегда несут отпечаток времени их создания как в отношении картографических единиц (детальности, количества слоев информации), так и в отношении генетических интерпретаций — выбора концепции карты и структуры легенды. С изложенных выше позиций рассмотрим наиболее известные почвенные карты России и СССР<sup>14</sup>: Государственную почвенную карту СССР масштаба 1:1М, Почвенную карту РСФСР масштаба 1:2,5М [1988], Почвенную карту Российской Федерации и сопредельных государств масштаба 1:4М [1995].

---

<sup>14</sup> Герасимов И.П. Мировая почвенная карта и общие законы географии почв // Почвоведение. 1945. № 3–4.

## Государственная Почвенная Карта СССР

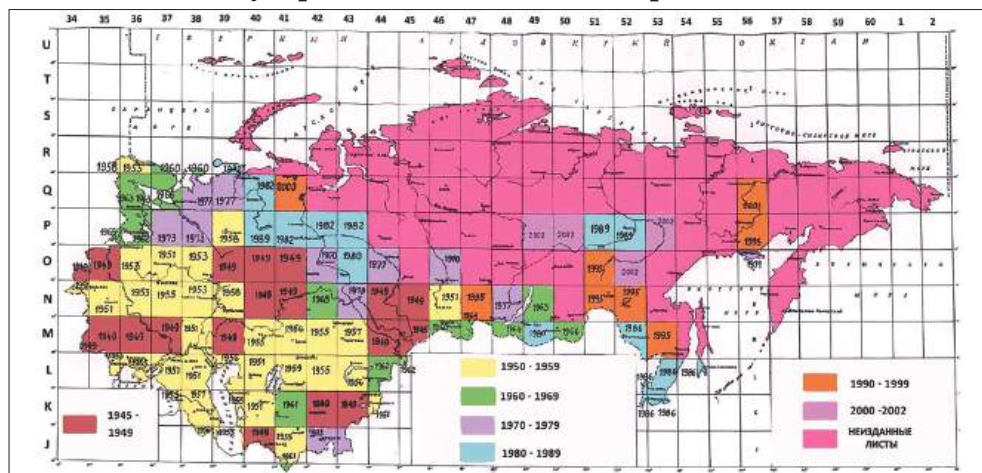


Рис. 2.1. Листы ГПК, изданные в разное время и неизданные на 2010 г. Составлено С.Ф. Хохловым. Почвенный институт им. В.В. Докучаева

Создание Государственной почвенной карты (ГПК) в масштабе 1:1М проводилось Почвенным институтом им. В.В. Докучаева начиная с 1932 г., по заданию Правительства СССР. Для сбора сведений о почвах и почвенном покрове страны были организованы специальные экспедиции. Карта состоит приблизительно из 200 листов<sup>15</sup> стандартной формы, она составлена с использованием единых приемов картографического изображения (рис. 2.1). По мере накопления информации трансформировалась программа карты: от проекта Программы [1949] и первой Программы [1955] ко второй Программе [1986]; в 2008 г. было завершено составление авторских макетов всех листов ГПК. К сожалению, опубликовано немногим более половины составленных листов в основном по европейской России и Средней Азии. Каждый лист карты сопровождается объяснительной запиской объемом 40–80 страниц.

Инициатива создания ГПК принадлежит Л.И. Прасолову, директору Почвенного института в 1930–1950 гг., который долго был ее главным редактором, и в конце 1940-х передал эту функцию И.П. Герасимову. Как базовая карта государственного значения ГПК постоянно совершенствовалась, в нее вносилась новая информация, собранная целенаправленными экспедиционными исследованиями, а также сведения о почвах, получаемые в процессе проводившейся в СССР регулярной почвенной съемки.

Государственная почвенная карта основана на общих законах географии почв: зональности и фаціальности, что отражается структурой легенды, составом почв, их названиями. Классификационной основой ГПК

<sup>15</sup> Различия в оценке количества листов связаны с включением или исключением арктических островов при подсчете.

служит многократно обсуждавшийся «Систематический список почв СССР», официально утвержденный и опубликованный в 1955 г., и частично «Классификация и диагностика почв СССР» [1977]<sup>16</sup>. По мере накопления информации о почвах общее количество единиц легенды увеличилось от 198 в 1949 г. до 902 в 1983 г. Блок гранулометрического (механического) состава содержит 10 градаций

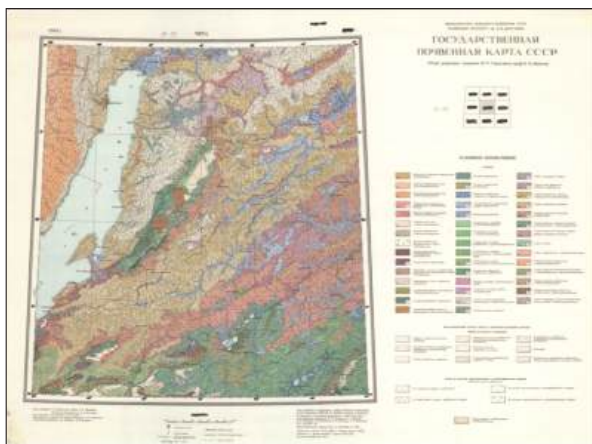


Рис. 2.2. Пример оформления листа ГПК. Лист «Чита» (1963)

для мелкозема, учитывается наличие валунов или щебня. Почвообразующие породы разделены на группы рыхлых и плотных (рис. 2.2).

Велико значение ГПК для инвентаризации почвенного покрова России в единой системе, и весьма детальной для данного масштаба; велик вклад ГПК в развитие почвенной картографии и географии почв. Обобщение многочисленных и разнородных материалов почвенных исследований в разных районах способствовало разработке и совершенствованию систематики и классификации почв. Листы ГПК предоставляют подробную информацию о региональных особенностях почвенного покрова, дифференциация которого определяется преимущественно рельефом и составом почвообразующих пород. Карта использовалась при составлении всех мелкомасштабных почвенных карт страны и регионов, карт почвенно-географического районирования и различных прикладных карт.

### **Почвенная карта РСФСР масштаба 1:2,5М**

Карта составлена Почвенным институтом имени В.В. Докучаева, редакторы: В.М. Фридланд, В.В. Егоров и Е.Н. Руднева; карта опубликована в 1988 г. на 16 листах. В настоящее время она является единственной картой всей страны максимально крупного масштаба (рис. 2.3).

Концептуально карта 1988 г. существенно отличается от ГПК и ранее составленных обзорных карт. К карте была разработана Программа, опубликованная как рабочий документ [1972]. В Программе, помимо списка почв, описаны условия рельефа, элементы структуры почвенного покрова.

Самой важной, объемной и совершенно новой частью Программы является раздел «Диагностика почв, выделяемых на карте», в котором даны

<sup>16</sup> В дальнейшем в тексте упоминается как «Классификация...» [1977].



Рис. 2.3. Фрагмент карты масштаба 1:2,5М [1988]

индексы и краткие характеристики основных горизонтов. Используя эти диагностические инструменты, составители программы кратко охарактеризовали все почвы в легенде. Характеристика почвы включала перечень горизонтов, т.е. в современном выражении «формулу профиля», морфологические и некоторые аналитические свойства почв. Диагно-

стическая часть Программы рассматривается как предшественница новой «Классификации почв России» [2004]<sup>17</sup>.

Легенда организована не жестко по зональному принципу: автоморфные почвы перечислены по группам природных зон с севера на юг, но в группы входят почвы с близкими свойствами, встречающиеся в разных зонах. В содержание карты введены «новые» для того времени почвы: подбуры, дерново-буроземные железистые, глееземы таежные и тундровые и их разнообразные подтипы, почвы пятен и почвы трещин.

Таким образом, содержание карты масштаба 1:2,5М включает почвы на уровне сложных подтипов, что для данного масштаба очень детально. Показаны преобладающие и сопутствующие почвы, гранулометрический состав, почвообразующие (иногда и подстилающие) породы, а также структуры почвенного покрова. Особенно детально показаны тундровые и таежные почвенные комбинации. О большой детальности карты свидетельствуют не только 205 единиц легенды «Почвы», 30 единиц гранулометрического состава, но и более 25 000 картографических единиц — полигонов в атрибутивной базе данных карты.

В 2010-е годы карта была оцифрована, и в настоящее время в Почвенном институте проводится работа по ее модернизации, начиная с перевода почвенных единиц легенды в формат «Классификации ...» [2004]; в базу данных (БД) карты была введена и корректируется информация о преобладающих и сопутствующих почвах и почвообразующих породах. В дополнение к исключительно природным почвам на исходной карте в БД введена информация об антропогенно измененных почвах. В итоге на обновленной карте РСФСР будет отражено реально существующее многообразие почв, связанное с разными комбинациями факторов почвообра-

<sup>17</sup> В дальнейшем в тексте упоминается как «Классификация...» [2004].

зования, создающими региональную специфику отдельных территорий.

Карта РСФСР масштаба 1:2,5М «...представляет собой первое фундаментальное почвенно-картографическое произведение, синтезирующее все сведения о почвах, почвенном покрове...».<sup>18</sup>

### **Почвенная карта Российской Федерации и сопредельных государств масштаба 1:4М**

В 1980-е годы возобновилось составление серии «Карты для Высшей школы», и в 1995 г. географическим факультетом МГУ была издана Почвенная карта Российской Федерации и сопредельных государств масштаба 1:4М (рис. 2.4). Она сохранила некоторые черты своей предшественницы в аналогичной серии карт 1950-х годов, прежде всего, в отношении провинциально-зональной концепции.

Почвы европейской России названы в традиционной номенклатуре «Классификации ...» [1977], для тундровых и таежных сибирских почв<sup>19</sup> использована номенклатура Программы карты масштаба 1:2,5М и публикаций конца XX века.

В соответствии с «Классификацией ...» [1977], на карту вынесены подзональные и фациальные подтипы почв, а также почвы, характерные только для определенных ландшафтов, даже если размеры их ареалов находятся на пределе требований масштаба. Таковы, например, дерновые глубокоподзолистые почвы Салаира, криоаридные почвы Северо-Востока, горные темноцветные почвы под тянь-шаньской елью.

Как и на Почвенной карте мира [1982] этой же серии, много внимания уделяется строению почвенного покрова. На равнинах показаны типы мезоструктур и микроструктур (криогидрогенные и галогенные комплексы разных геометрических форм); почвенный покров гор разделен на высотной/или экспозиционно-дифференцированный.



**Рис. 2.4.** Фрагмент карты Российской Федерации и сопредельных государств масштаба 1:4М [1995]

<sup>18</sup> 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.: Наука, 1993.

<sup>19</sup> В «Классификацию и диагностику почв СССР» 1977 г. «...не включены почвы Крайнего Севера и основной части мерзлотных областей Сибири...» [с. 3; М.: Колос].



Рис. 2.5. Карта-врезка «Антропогенные изменения почв»

В качестве дополнения к основному содержанию дана карта-врезка «Антропогенные изменения почв» масштаба 1:20М (рис. 2.5). Поскольку на основной карте показан условно ненарушенный почвенный покров, а методология картографирования антропогенных модификаций почв еще только

формировалась, то было решено представить лишь основные факторы и тренды антропогенных изменений почв при следующих видах воздействий: традиционное неорошаемое земледелие, орошаемое земледелие, пастбища, вырубки, пожары. Большая часть трендов отражает деградиционные процессы, например потери гумуса, заболачивание, вторичное засоление. Вынесение на карту-врезку положительных трендов, таких как проградация пахотных почв, реализующихся в почвах на локальном уровне, ограничено масштабом карты и недостатком пространственных данных.

Легенда карты содержит 23 единицы и представляет собой перечень изменений процессов, свойств и режимов почв. По пространственным характеристикам выделены типы процессов сплошного, локального и очагового распространения; возможны комбинации воздействий.

Таким образом, карта-врезка, являющаяся первой картой такого содержания, имеет целью рассеять иллюзии о благополучном состоянии почв, которые могут возникнуть у студентов при изучении рассмотренных «чисто природных» карт и обратиться к реальному состоянию почвенного покрова страны.

## 2.2. Карты почвенно-географического районирования

Принцип почвенно-географического районирования — выделение в пределах той или иной территории пространственных единиц, почвенный покров которых относительно однороден в их пределах и следует определенным закономерностям.

Существует несколько карт районирования территории СССР и России; районирование на картах СССР называлось почвенно-географическим,

на картах России, начиная с 1997 г., — почвенно-экологическим (табл. 2.1).

Таблица 2.1

**Карты почвенно-географического  
(почвенно-экологического) районирования**

Год издания	Название районирования и территория	Масштаб	Редакторы /Авторы	Проект, организация
1962	Почвенно-географическое районирование СССР (в связи с сельскохозяйственным использованием земель)	1:12,5М	Н.Н. Розов, Е.Н. Иванова	Почвенный институт имени В.В. Докучаева
1983	Почвенно-географическое районирование СССР	1:8М	Г.В. Добровольский, И.С. Урусевская, Н.Н. Розов	МГУ. «Карты для высшей школы»
1997	Почвенно-экологическое районирование Восточно-Европейской равнины	1:2,5М	Г.В. Добровольский, И.С. Урусевская, И.О. Алябина	МГУ. Факультет почвоведения
2013	Почвенно-экологическое районирование Российской Федерации	1:2,5М	И.С. Урусевская, И.О. Алябина, В.П. Винюкова, Л.Б. Востокова, Е.И. Дорофеева, С.А. Шоба, Л.С. Щипихина Ред.: Г.В. Добровольский, И.С. Урусевская	МГУ. Факультет почвоведения
2019	Почвенно-экологическое районирование Российской Федерации	1:8М	И.С. Урусевская, И.О. Алябина, С.А. Шоба Ред.: И.С. Урусевская	МГУ. Факультет почвоведения

В отличие от почвенных карт, составленных авторами, принадлежавшими к разным научным школам, карты районирования построены в единой зонально-фациальной концепции со строго определенным набором соподчиненных таксономических единиц. Содержание, определения и иерархия единиц были разработаны в Почвенном институте им. В.В. Докучаева в 1962 г. большой группой специалистов под руководством Е.Н. Ивановой, П.А. Летунова, Н.Н. Розова, В.М. Фридланда, Д.И. Шашко и С.А. Шувалова.

Схема районирования [1962] была первой; в ней изложено обоснование выделов районирования и приведено их детальное для того времени почвенно-географическое описание до уровня групп округов, которое долгие годы было единственным систематическим описанием почвенного покрова всей страны (табл. 2.2).

**Единицы районирования**

<b>Для всей территории страны</b>	
<b>Почвенно-биоклиматический пояс</b> — совокупность почвенных зон и вертикальных почвенных структур, объединенных общностью радиационных и термических условий	
<b>Почвенно-биоклиматическая область</b> — совокупность почвенных зон и горных почвенных провинций, имеющих не только сходные радиационные и термические условия, но и сходные условия увлажнения и континентальности климата	
<b>Для равнин</b>	<b>Для гор</b>
<b>Почвенная зона или подзона</b> — ареал зонального почвенного типа и сопутствующих ему интразональных почв	<b>Горная почвенная провинция</b> — 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
<b>Почвенная провинция</b> — часть почвенной зоны, отличающаяся специфическими особенностями почв и условий почвообразования, связанными либо с различиями в увлажнении и континентальности климата, либо с температурными условиями	<b>Горная почвенная зона</b>
<b>Почвенный округ</b> — территория с качественно однотипной структурой почвенного покрова, обусловленной особенностями рельефа и почвообразующих пород	Не выделяются
<b>Почвенный район</b> — часть почвенного округа с относительно однородным рельефом, составом почвенного покрова, а также растительным покровом и особенностями микроклимата	

Принципиальные положения и структура схемы 1962 г. сохранились и в следующем варианте районирования масштаба 1:8М, опубликованном Г.В. Добровольским, И.С. Урусевской и Н.Н. Розовым в 1983 г. в серии «Карты для высшей школы». Оно также сопровождается обстоятельным описанием почвенного покрова до уровня провинций в двух изданиях учебника «География почв» Г.В. Добровольского и И.С. Урусевской [1984 и 2004]. Преимущество заключается в сохранении принципов и таксономических единиц, их содержания и границ; отличия состоят в большей детализации по сравнению с картой 1962 г., введении литолого-геоморфологических характеристик округов, соответствующей своему времени номенклатуре почв и почвенных зон, введении в легенду категории фациальных подтипов почв, имеющих в «Классификации...» [1977].

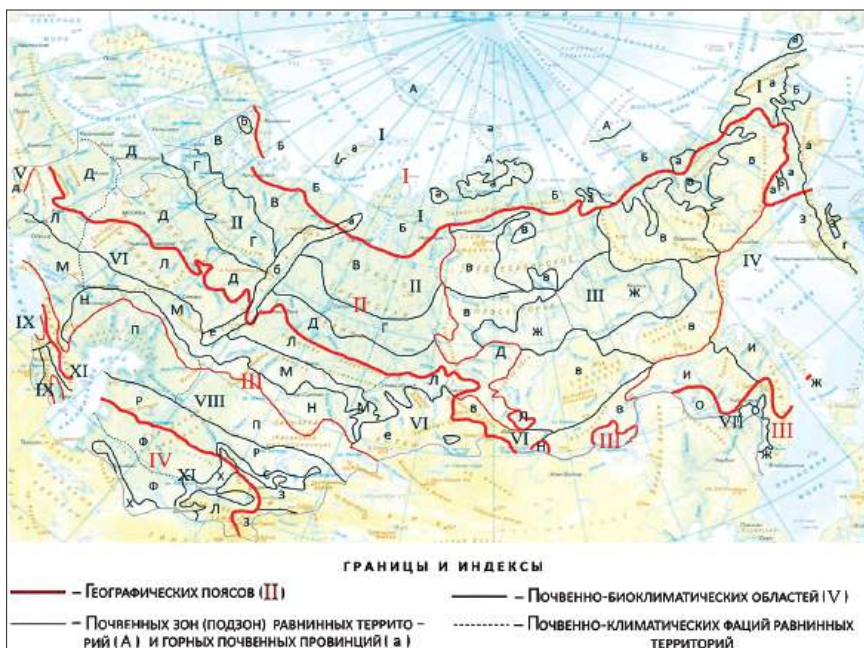
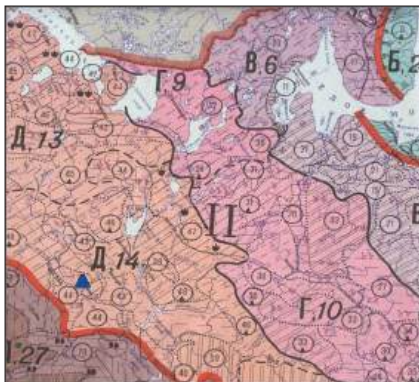


Рис. 2.6. Схема почвенно-географического районирования СССР [1983]

Рассмотрим высшие таксономические единицы схемы 1983 г. (рис. 2.6). В четырех географических поясах в пределах СССР выделяются 11 почвенно-биоклиматических областей, частично соответствующих почвенно-климатическим фациям И.П. Герасимова (рис. 1.4): I — Евразийская полярная; II — Европейско-Западно-Сибирская таежно-лесная, III — Восточно-Сибирская мерзлотно-таежная, IV — Дальневосточная таежно-лесная; V — Западная буроземно-лесная, VI — Центральная лесостепная и степная, VII — Восточная буроземно-лесная, VIII — Полупустынная и пустынная; IX — Субтропическая влажно-лесная, X — Субтропическая ксерофитно-лесная и кустарниково-степная; XI — Субтропическая полупустынная и пустынная.

На территории СССР было выделено 11 почвенно-биоклиматических областей, 60 равнинных провинций и 33 горных. Приведем пример расшифровки содержания единицы районирования самого низкого — пятого уровня — округа (рис. 2.7).

Большой объем информации о литолого-геоморфологических условиях содержится в отдельном блоке легенды. Комбинации 12 типов рельефа и 26 вариантов почвообразующих пород образуют 131 округ. Например, в 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».



**Рис. 2.7.** Фрагмент карты почвенно-географического районирования СССР [1983].

▲ Пример индексации единиц районирования приводится для округа № 44 восточнее Москвы:

II — бореальный пояс,

(В, Г, Д — подзоны глееподзолистых, подзолистых и дерново-подзолистых почв таежно-лесной области),

Д, 14 — Среднерусская провинция дерново-подзолистых умеренных промерзающих почв,

(44) — округ плоских и плоско-холмистых песчаных и супесчаных водно-ледниково-озерных равнин

Дальнейшее развитие работ по районированию реализовалось в картах масштаба 1:2,5М Восточно-Европейской равнины [2011] и России [2013], составленных факультетом почвоведения МГУ на основе рассмотренной выше Почвенной карты РСФСР [1988]. На обеих картах подробно представлены округа с диаграммами структуры земельных угодий и величинами средневзвешенного бонитета почв и впервые — районы с формулами состава их почвенного покрова. Экологическая составляющая карты включает большую таблицу с параметрами атмосферных и почвенных (для равнин) режимов.

Следующую карту почвенно-экологического районирования 2019 г. можно считать обновленным вариантом обзорной схемы 1983 г. (табл. 2.2). Сохранены главные принципы и легенда, выделено 143 округа. Названия почв даны не только традиционные, но и более новые по легенде Почвенной карты РСФСР [1988] и по «Классификации...» [2004].

Таким образом, концептуальной основой рассмотренных схем почвенно-географического или почвенно-экологического районирования служит зонально-фациальная парадигма, реализованная в соответствующих ей высших таксономических и пространственных единицах — поясах, зонах и фациях на равнинах и спектров вертикальных зон в горах. Топографические закономерности строения почвенного покрова показаны максимально детально для данных масштабов.

Наряду с фациально-зональной официальной системой почвенно-географического (почвенно-экологического) районирования, широко известна авторская система 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 столько факторам почвообразования, сколько свойствам почв, которые выражаются через параметры химического состава, главные направления почвообразования, строение профиля. Традиционные пояса и зоны отсутствуют, на верхних уровнях выделены обширные территории со сходным направлением почвенных процессов, с близкими по составу и свойствам продуктами почвообразования, названные полями и секторами.

Поля и секторы относятся М.А. Глазовской к мегаструктурам; макроструктуры представлены почвенными областями; мезоструктуры — почвенно-геохимическими катенами. Поля объединяют ареалы почв со сходными кислотно-основными и окислительно-восстановительными режимами, отражающими самые общие результаты современного педогенеза. На земном шаре выделено 6 почвенно-геохимических полей. Секторы различаются составом групп почв — семейств в классификации М.А. Глазовской, имеющих сходное строение профиля, как результат

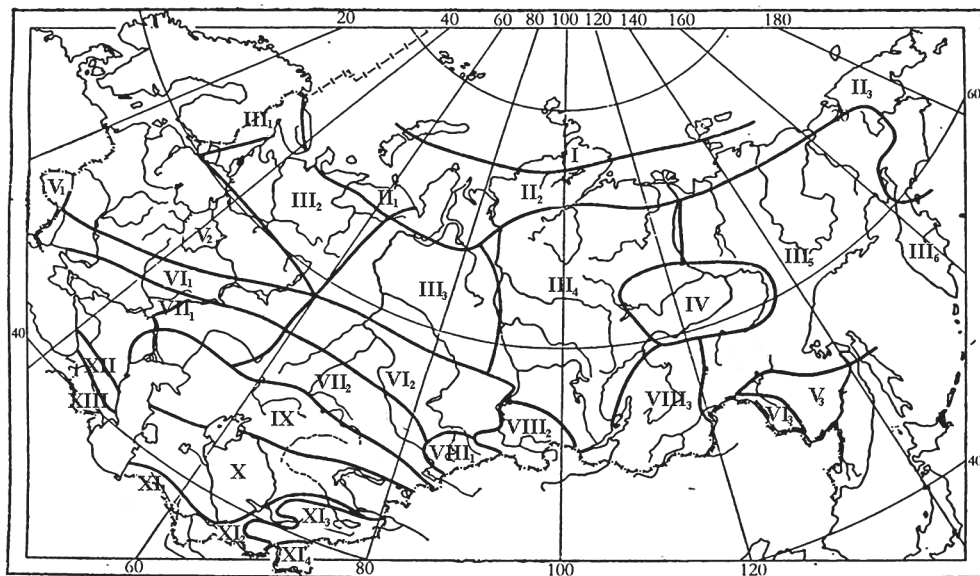


Рис. 2.8. Фрагмент карты почвенных областей мира для территории СССР [по Глазовской, 1973].

Области: I — Арктическая; II — Тундровая; III — Бореальные таежные; IV — Якутская таежно-лугово-степная; V — Суббореальные лесные; VI — Суббореальные лесо-лугово-степные; VII — Суббореальные степные; VIII — Южно-Сибирская горная; IX — Европейско-Казахстанская полупустынная; X — Среднеазиатская пустынная; XI — Предгорные и горные области Средней Азии и Казахстана; XII — Кавказ; XIII — Закавказская субтропическая область. Арабские цифры обозначают подобласти

близких трендов почвообразования; в мире выделено 16 секторов. Некоторые секторы совпадают с ландшафтными зонами или включают несколько зон и подзон.

Секторы разделяются на *почвенные области* (рис. 2.8), состоящие из нескольких почвенных семейств, в пределах которых возможны разные комбинации почв, а также присутствие дополнительных почв из других семейств. Другими словами, область включает несколько типов макроструктур почвенного покрова.

Почвенные области являются основными территориальными единицами описания почвенного покрова в данном учебнике. Они в наибольшей мере соответствуют необходимой степени подробности для знакомства с почвами, почвенными процессами и почвенным покровом столь обширной территории, как Россия. С другой стороны, описание почвенного покрова по почвенно-географическим областям дает представление о региональных особенностях его состава и строения, а также генезиса почв — его компонентов.

# ЧАСТЬ II

## РЕГИОНАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА И ПОЧВ РОССИИ

### ГЛАВА 3

#### УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА. ОБЩИЙ ОБЗОР

Рассмотрение почвенного покрова страны целесообразно начать с обращения к общей картине распределения факторов почвообразования и элементов почвенных режимов по стране в целом, обобщенных на специальных обзорных картах. Среди множества карт разного содержания, детальности и масштаба были выбраны карты XXI века, опубликованные в «Национальном ...» [2007] и «Экологическом ...» [2017] атласах России масштаба 1:30М. Карты представляют биоклиматические условия формирования почвенного покрова. Литолого-геоморфологические компоненты требуют более крупного масштаба и обсуждаются на региональном уровне в последующих главах.

Пять типов атмосферного *климата* (рис. 3.1) в пределах тепловых (географических, климатических) поясов представляют «глобальный» фактор почвообразования, обусловленный характером воздушных масс, общей циркуляции атмосферы и удаленностью от океана. Его модификации на макрорегиональном уровне реализуются в форме 20 климатических областей: обширных территорий, различающихся теплообеспеченностью и увлажнением, с соответствующими типами растительности. Климатические области в целом согласуются с почвенно-географическими областями, по которым дается региональная характеристика почв России.

Климатические особенности областей реализуются в *тепловом и водном режимах почв*, являющихся, по существу, проявлениями фактора почвообразования «климат». К сожалению, почвоведы пока не располагают достаточной информацией о режимах разных почв страны и пользуются сведениями метеорологической службы, а также материалами почвенно-гидрологических стационаров, полученными в основном во второй половине прошлого века. В последние годы расширился круг наблюдаемых объектов, и усовершенствовались методы измерений. Так, для мониторинга температуры и влажности почв, уровня грунтовых вод используются комплексные приборы — регистраторы (логгеры), осуществляющие дистанционные замеры с заданной периодичностью; их использование

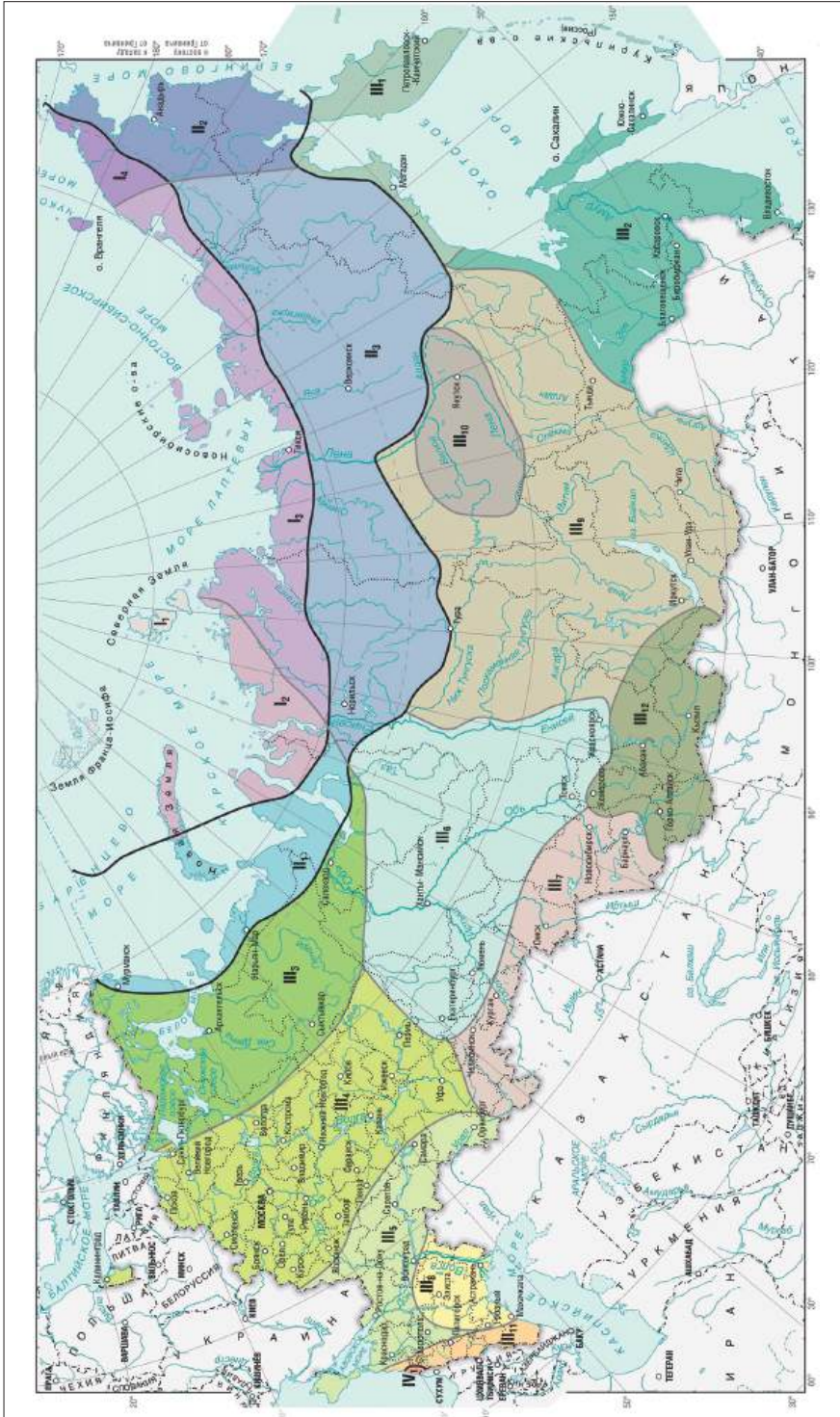


Рис. 3.1. Типы климата и климатические области. [Божжилина, Сорокина. «Экологической...», 2017]

Климатические пояса	Типы климата и климатические области	
	Океанический побережий	Внутренний
I Арктический	1	Внутриазиатская (очень холодная)
	2	Атлантико-арктическая (относительно холодная)
	3	Сибирская (очень холодная)
	4	Чукотская (холодная)
II Субарктический	1	Атлантико-субарктическая (умеренно холодная, влажная)
	2	Беринговоморская (относительно холодная, избыточно влажная)
III Умеренный	1	Тихоокеанская (умеренно холодная, избыточно влажная)
	2	Дальневосточная муссонная (умеренно теплая, влажная)
	3	Атлантико-арктическая умеренно континентальная (умеренно теплая, влажная)
	4	Атлантико-континентальная европейская лесная (умеренно теплая, умеренно влажная)
IV Субтропический	1	Причерноморская (очень теплая, влажная)
	2	Средиземноморская (очень теплая, умеренно влажная)
	3	Сибирская (очень холодная, умеренно влажная)
	4	Восточно-сибирская континентальная лесная (холодная, избыточно влажная)
V Высокогорный	5	Атлантико-континентальная европейская степная (очень теплая, недостаточно влажная)
	6	Западно-сибирская континентальная лесная (умеренно теплая, влажная)
	7	Западно-сибирская континентальная лесостепная и степная (теплая, недостаточно влажная)
	8	Восточно-европейская континентальная (очень теплая, умеренно сухая)
VI Среднегорный	9	Восточно-сибирская континентальная лесная (холодная, избыточно влажная)
	10	Центральная континентальная (очень холодная, недостаточно влажная)
VII Низкогорный	11	Горная Большая Кавказа
	12	Горная Алтай и Саян

позволяет следить за изменением почвенных режимов онлайн, обеспечивать создание базы данных и уточнять имеющиеся представления о гидротермических режимах почв.

Обобщение материалов по теплообеспеченности почв было проведено В.Н. Димо [1972]<sup>20</sup>, на основании чего (с дополнением современными данными) была составлена карта теплового режима почв (рис. 3.2). Карта содержит информацию о среднегодовой температуре верхнего слоя почвы (0–20 см), амплитуде колебаний температуры почвы в этом слое и годовой сумме биологически активных (>10°C) температур, а также о глубине проникновения в почву температур >10°C. Источник информации — многолетние регулярные наблюдения на метеостанциях страны, где сведения о почвах ориентированы на запросы сельского хозяйства (слой 0–20 см).

Преобладающими типами теплового режима почв России являются холодный и очень холодный со среднегодовой температурой почвы в слое 0–20 см от +4 до –4°C.

Блок климатических карт дополняет карта мерзлотных режимов почв (рис. 3.3), ориентированная на оценку криологических условий протекания почвообразующих процессов. Напомним, что значительная

<sup>20</sup> Димо В.Н. Тепловой режим почв СССР. М.: Колос, 1972.

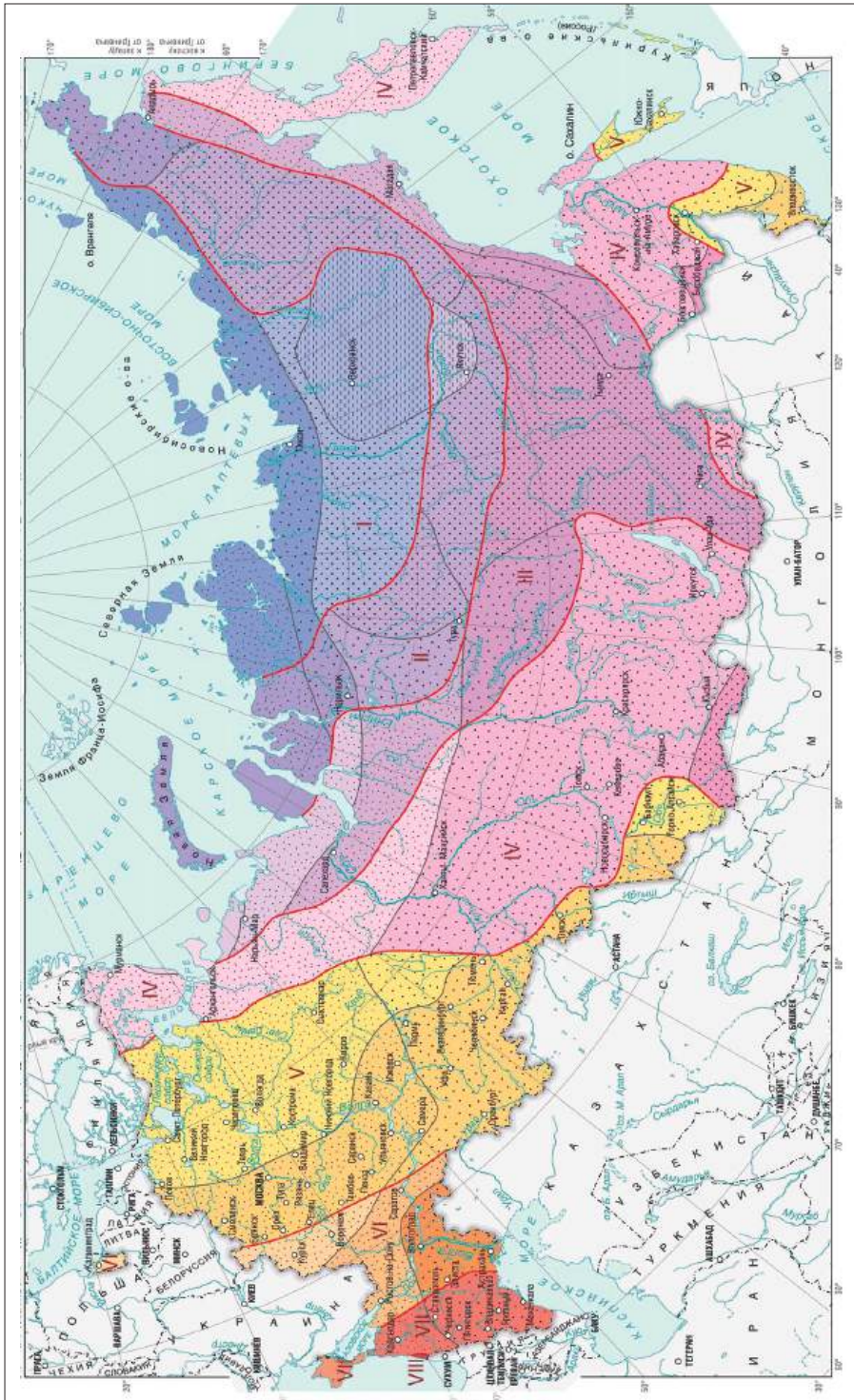


Рис. 3.2. Тепловой режим почв. Перасимова, Богданова, Кожухарь. «Экологический...», 2017]



часть территории России находится в криолитозоне, т.е. имеет мощные толщи многолетнемерзлых пород. На карту мерзлотных режимов вынесены те мерзлотные показатели, которые влияют на интенсивность и продолжительность почвенных процессов, как в преобразовании органических веществ в верхних горизонтах, так и в структурообразовании, выветривании, геохимических миграциях в срединных горизонтах и функции мерзлоты как геохимического барьера. К таким показателям относятся: продолжительность периода с положительной температурой в слое 0–20 см и глубина промерзания/протаивания почв. Для немерзлотных почв выделены группы с разной длительностью зимнего промерзания и его разной глубиной в соотношении с мощностью почвенного профиля. Для почв на многолетнемерзлых породах выделенные группы различаются продолжительностью периода летнего оттаивания и мощностью деятельного слоя. Карта составлена на основании экспертных оценок сведений из публикаций, включая описания почв, и фактической информации с разных тематических карт.

Карта типов водного режима почв (рис. 3.4) базируется на общепринятых в российском почвоведении типах,

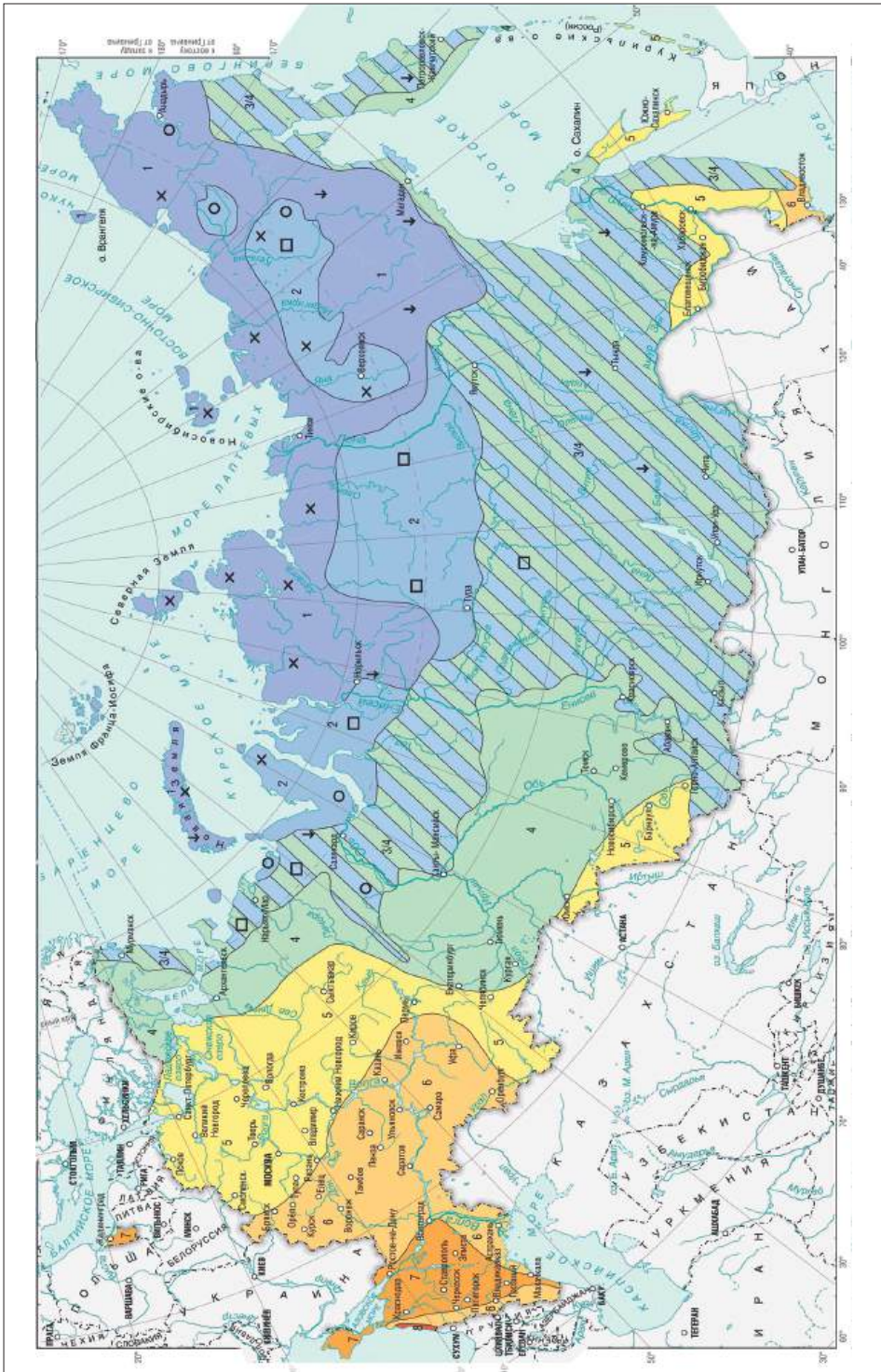


Рис. 3.3. Мерзлотные режимы почв. [Герасимова, Богданова, Кожухарь. «Экологический...», 2017]

Почвы	Режимы протаивания	Почвы	Режимы промерзания	Почвы	Режимы промерзания
1 Мерзлотные	Период с положительной температурой в пределах слоя 0–20 см. мес.	4 Сезонномерзлые	Период с отрицательной температурой в пределах слоя 0–20 см. мес.	6 Неполюсованные	Период с отрицательной температурой в пределах слоя 0–20 см. мес.
2 Длительно-сезонномерзлые	<2 В пределах маломощного почвенного профиля	5 Продолжительные	Длительный 6–8 и глубже	7 Кратковременно промерзающие	Верхняя и средняя части почвенного профиля
3	Короткий		Продолжительный 4–6	8 Неполюсованные	Верхняя часть почвенного профиля
	Неполюсованные		Вес почвенный профиль		
	Продолжительный 4–6		Вес почвенный профиль и глубже		
			Вес почвенный профиль		
			Мерзлотные процессы в почвах		
			Криотурбации		
			Солифлюкция		
			Лущение и пятнообразование		
			Морозобойное растрескивание		

выделенных А.А. Роде<sup>21</sup> по соотношению процессов инфильтрации влаги вглубь почвы и возвратом влаги из почвы в атмосферу за счет физического испарения и десукции. Для составления карты использовались данные стационарных наблюдений режимов влажности определенных почв, и они экстраполировались на генетически близкие почвы с учетом свойств почв, описаний состояния почв в разные сезоны, имеющих в литературе, и факторов почвообразования. Принимались во внимание количество и сезонность атмосферных осадков, наличие многолетней мерзлоты, проницаемость почвообразующих пород и почв. В результате, выделено 16 категорий водного режима.

В почвах России преобладают промывной режим и промывной с периодическим переувлажнением.

Фактор «растительность» представлен специальной картой зон и подзон растительности на равнинах и типов поясности в горах (рис. 3.5). В самом общем виде они соответствуют почвенным зонам и подзонам, выделяемым в системах почвенно-географического районирования. Типы поясности растительности гор отражают интегральное выражение широтных и высотнопоясных закономерностей в распределении растительных сообществ, и они близки типам поясности В.М. Фридланда (Глава 1).

Более детальная характеристика растительности с описанием состава преобладающих растительных ассоциаций имеется на одноименной карте масштаба 1:8М [Зоны и типы поясности..., 1999], к которой мы обращаемся в региональном анализе условий почвообразования.

Естественная растительность, как известно, сохранилась далеко не везде в России. В таежной зоне много вторичных лесов на месте вырубок и пожаров, лесостепные и степные почвы — основной земледельческий ресурс: доля пашни на

<sup>21</sup> Роде А.А. Избранные труды. Т. 4. Проблемы гидрологии почв. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2009.

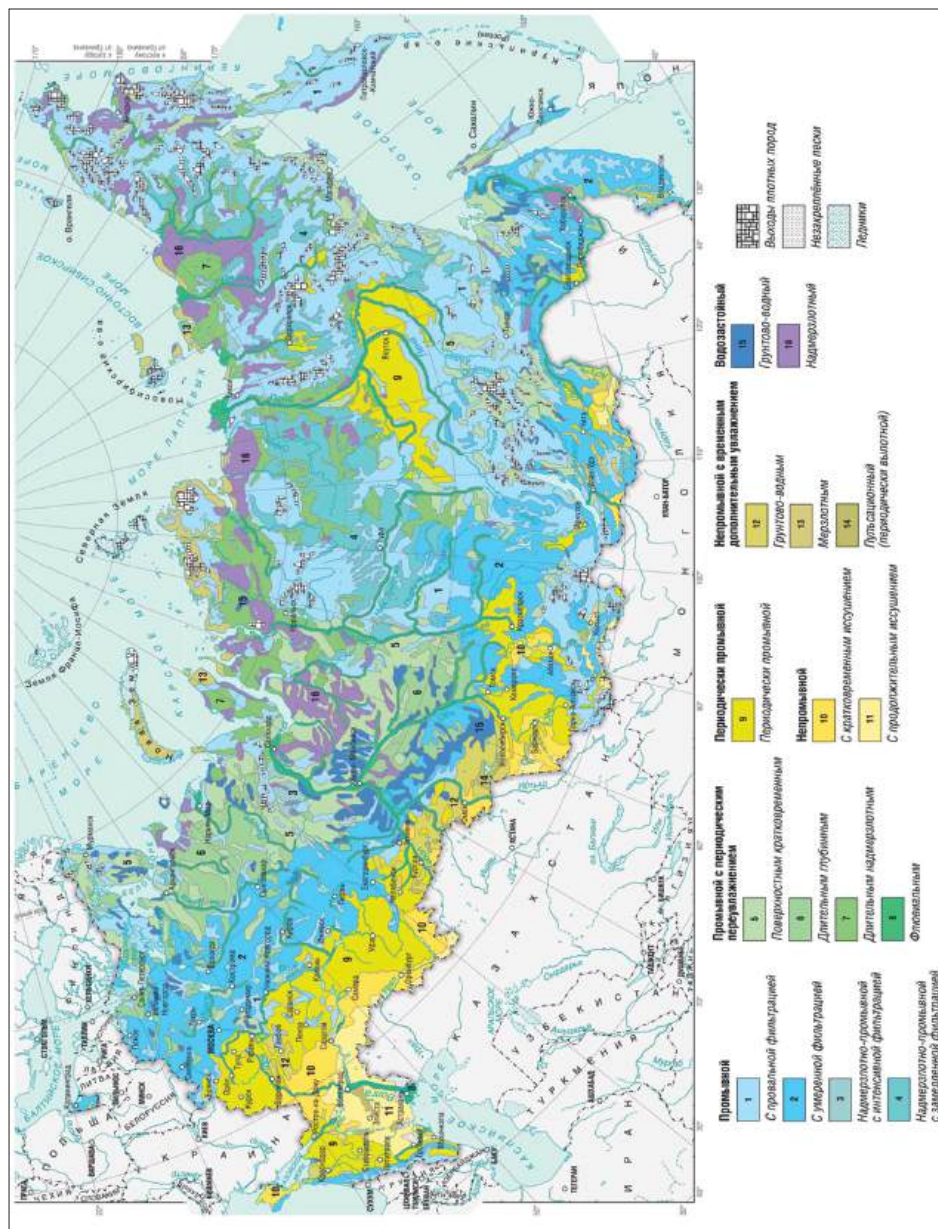


Рис. 3.4. Водный режим почв. [Герасимова, Богданова, Кожухарь. «Экологический...», 2017]

черноземах достигает 60–80% территории, и природные биоценозы имеются только в заповедниках.

В Почвенном институте им. В.В. Докучаева была составлена карта распаханности почв России на 2017 г.<sup>22</sup>. Карта составлялась на основе

<sup>22</sup> Савин И.Ю., Столбовой В.С., Аветян С.А., Шишконокова Е.А. Карта распаханности почв России // Бюллетень Почвенного института им. В.В. Докучаева. 2018. №. 94.

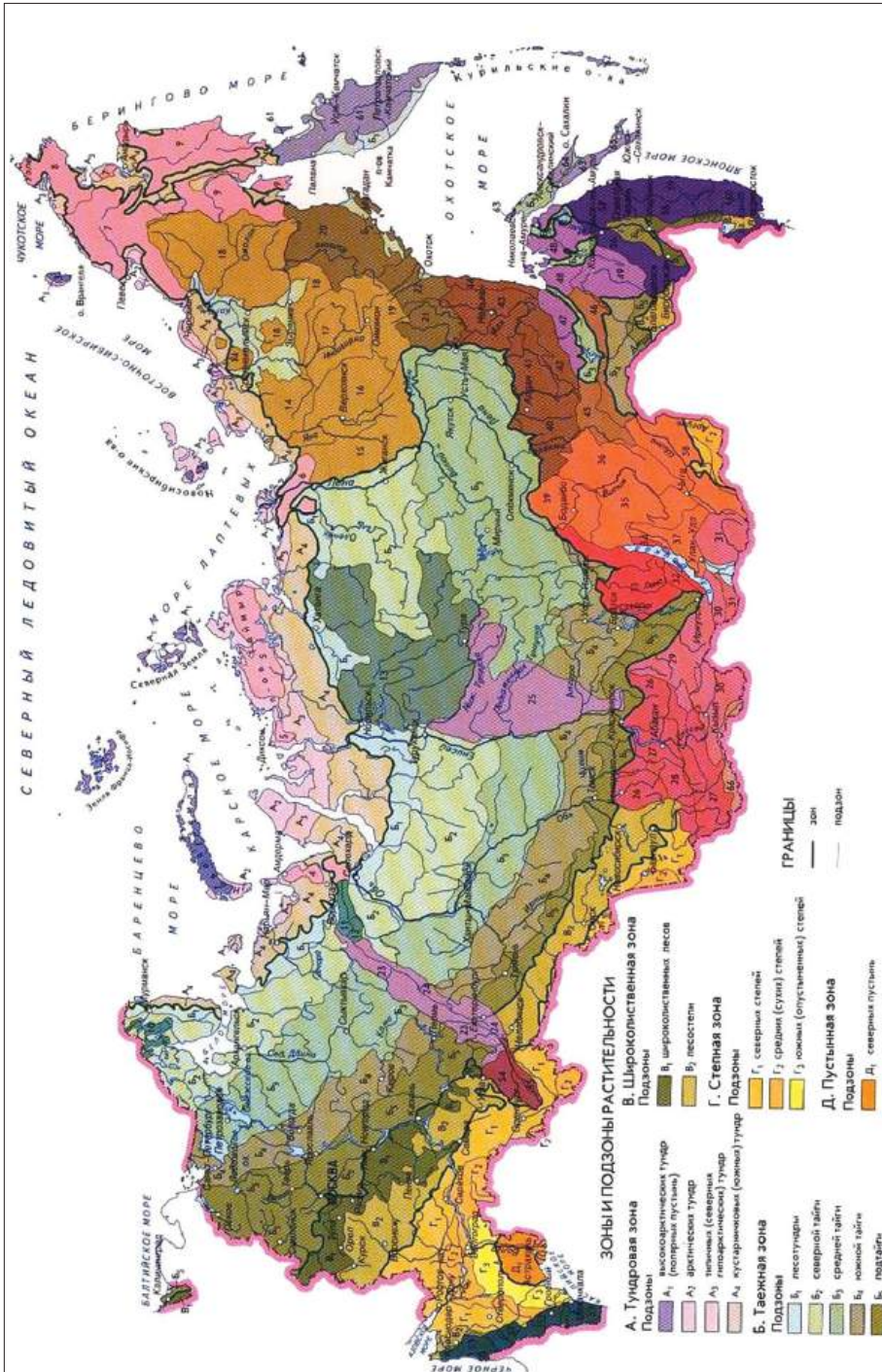
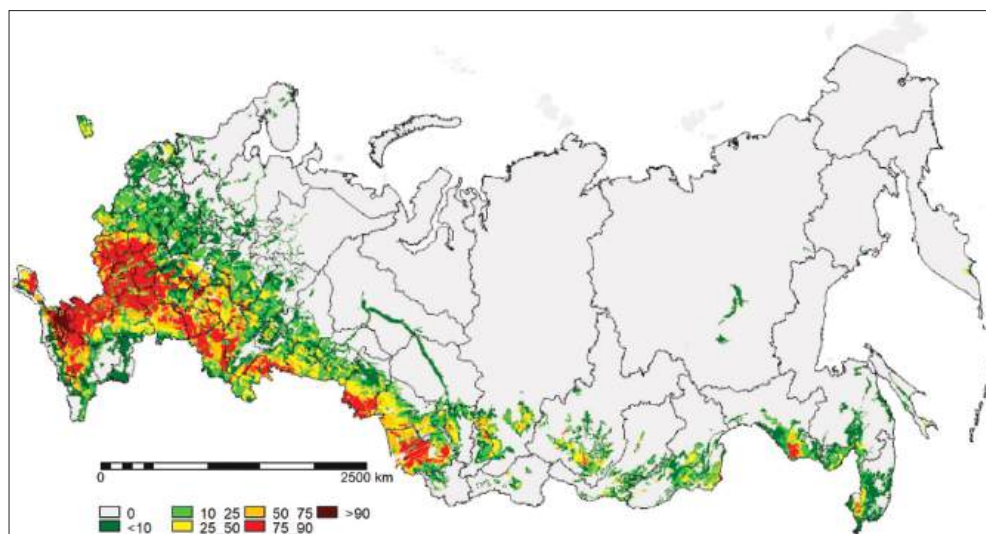


Рис. 3.5. Зоны и типы пояса растительности [Огурева, Микляева, Сафронова, Юрковская. «Национальный...», 2007]. Цифрами на карте обозначены типы пояса растительности гор

Почвенной карты РСФСР [1988] масштаба 1:2,5М с оценкой каждой картографической единицы (полигона в БД) по дистанционным данным MODIS и Google Earth. Оценивалась доля участия пахотных почв в каждом полигоне, причем учитывались земли, находившиеся на момент наблюдения и в ближайшие к нему годы в состоянии пашни или залежи (рис. 3.6). Составители карты оценивают ее точность в 92%. Сравнение с официальными статистическими данными 2015 г. показали несколько более высокие полученные значения, вероятно, за счет учета залежей на космических снимках.



*Рис. 3.6. Карта распаханности почв России (% от площади) [Савин с соавт., 2018]*

Факторы «почвообразующие породы» и «рельеф» определяют разнообразие и сложность почвенного покрова, но в силу технических ограничений не могут быть представлены в этой главе. Разнообразие свойств почвообразующих пород отражено на одноименной карте масштаба 1:15М в «Национальном атласе почв России» [2011] (автор карты — И.А. Мартыненко). На карте с высокой контурной дробностью представлены основные характеристики почвообразующих и подстилающих пород: генезис (64 единицы легенды), гранулометрический состав и наличие каменистых включений, засоление и карбонатность (14 единиц). Информация о рельефе вынесена в региональные главы в форме мелкомасштабных физических карт, предваряющих описание каждой почвенно-географической области.

## ГЛАВА 4

# АРКТИЧЕСКАЯ И ТУНДРОВАЯ ОБЛАСТИ. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОГРАФИИ ПОЧВ. УСЛОВИЯ И ОСОБЕННОСТИ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ



### 4.1. Проявление зональных закономерностей

Суровые климатические условия высоких широт, многолетняя мерзлота и разнообразные мерзлотные явления, молодость ландшафтов, недавно освободившихся от ледника или моря, слабое функционирование биоты определяют главные особенности почвообразования. Арктическая область («Ледяная зона» по [Городков, 1939]; рис. 4.1) занимает острова Северного Ледовитого океана, тундровая область располагается приблизительно между июльскими изотермами  $+2$  —  $+4^{\circ}\text{C}$ , т.е. северным пределом распространения высших растений, и  $+10^{\circ}\text{C}$  — нижней границей ареала биологически активных температур.

Неблагоприятный для развития почв «климат океанических побережий» (рис. 3.1) характеризуется низкой теплообеспеченностью, коротким безморозным периодом, недостатком влаги в арктических почвах и избытком ее в тундровых, сильными ветрами, выдувающими мелкозем из почвы и перевевающими остатки растений. Недостаток тепла определяет фрагментарность растительного покрова, медленное зарастание минерального субстрата, малую глубину деятельного слоя, слабую проработанность пород почвенными процессами.

Почвенный покров отличается фрагментарностью: маломощные почвы чередуются с голыми пятнами, мелкоземистыми или щебнистыми, иногда с каменными кольцами, а также с непочвенными образованиями — скалами, солифлюкционными полосами, «каменными морями». В распределении зрелых автономных почв и в строении почвенного покрова выявлены зональные закономерности: горизонтальная

зональность с преобладанием термического фактора [Фридланд, 1959]. Атмосферное увлажнение имеет меньшее значение в дифференциации почвенного покрова арктической и тундровых областей, хотя арктическую область называют иногда полярной пустыней с элементами аридных ландшафтов: «пустынной мостовой» с локальным засолением почв.

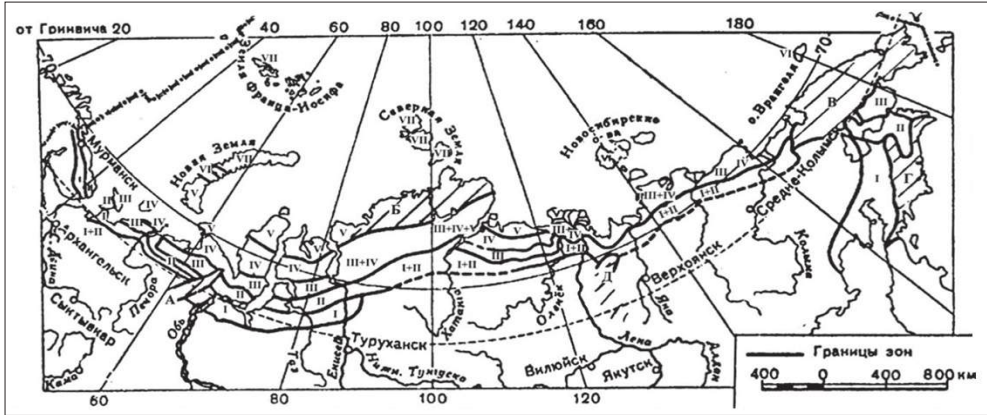


Рис. 4.1. Зоны и подзоны тундр [по Городкову, 1939].

I — Лесотундра; II — Южная тундра; III, IV — Типичная тундра; V, VI — Арктическая тундра; VII — Ледяная зона. А — Урал; Б — Бырранга; В — Чукотско-Анадырские горы; Г — Корякские горы; Д — Верхоянская дуга

Арктические ландшафты занимают крайне малые площади на островах Северного Ледовитого океана и на севере Таймыра: равнинные варианты встречаются на Северной Земле и Новосибирских островах, в северо-восточной части Таймыра; горные — на Земле Франца-Иосифа, в горах Бырранга.

Тундры Евразии простираются сплошной полосой по побережью Северного Ледовитого океана, смещаясь к северу на приокеанических западных территориях 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 (рис. 4.1).

Согласно представлениям о зональности, каждой почвенной подзоне на равнинах соответствуют определенная зональная почва на суглинистых породах, которая представляет собой «центральный образ» автономной почвы. Таковы арктические или полярно-пустынные почвы, арктикотундровые и тундрово-глеевые почвы, соответственно, в арктической и типичной тундрах, тундровые дифференцированные (оподзоленные и/или поверхностно-оглеенные) в южной тундре и лесотундре. Позднее в

систему автономных тундровых почв Ю.А. Ливеровским [1983]<sup>23</sup> были введены почвы на легких породах, приняты во внимание эволюционные стадии почв и место почвы в почвенном комплексе (табл. 4.1). В результате тундровых почв стало больше, а простая зональная схема нарушилась.

Таблица 4.1

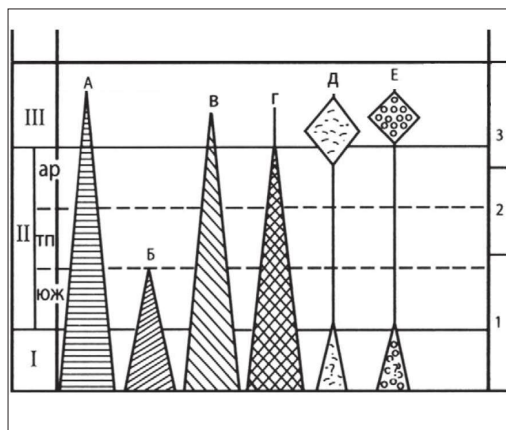
**Почвы Арктической и Тундровой областей  
[по Ливеровскому, 1983]**

Зоны и подзоны	Почвообразующие породы			
	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	Полярные пустыни и полупустыни	<i>Дерново-арктические</i> полигональные почвы трещин, примитивные почвы полигонов. Полярно-пустынные солончаковатые
Арктическая тундра	Тундровые глеевые		Арктотундровые бурые неоподзоленные	
Типичная и южная тундра	<i>Тундровые глеевые</i> , тундровые нивально-глеевые, тундровые глеевые пучинные (бугорков), тундровые глеевые трещин	<i>Тундровые дифференцированные</i> поверхностно-глеевые, почвы пятен	Тундровые дерновые, подзолистые иллювиально-гумусовые	

*Примечание. Курсивом выделены зональные почвы.*

Обсуждение зональных почвенно-географических концепций в 1960–70-е гг. оказало влияние и на генетико-географические представления о почвах Крайнего Севера. Зональные принципы сочетались с субстантивно-генетическим подходом, т.е. рассмотрением географических закономерностей с позиций свойств почв и почвообразовательных процессов. Так, Н.А. Караваева и В.О. Таргульян [1978] большое значение в географии высокоширотных почв придают комбинациям почвообразовательных процессов, формирующим типы почвообразования, но не обнаруживающим прямых корреляций с зональными условиями (рис. 4.2). Важными положениями предложенной схемы являются следующие. Типы почвообразования имеют разную интенсивность проявления в разных зонах; комбинации типов соответствуют почвенной зоне; границы почвенных и ландшафтных зон полностью не совпадают.

<sup>23</sup> Ливеровский Ю.А. Почвы Крайнего Севера и некоторые вопросы их генезиса и классификации // Почвоведение. 1983. № 5.



**Рис. 4.2.** География основных типов почвообразования и почвенные зоны Севера [по Каравановой и Таргульяну, 1978].

Ландшафтные зоны (и подзоны): I — таежная; II — тундровая (подзоны тундр: ар — арктическая, тип — типичная, юж — южная); III — арктическая.

Типы почвообразования (показаны штриховкой):

A — глеевое, Б — подзолистое, В — альфегумусовое, Г — органогенное, Д — дерновое, Е — гумусовое карбонатное.

Почвенные зоны — почвы:

1 — дифференцированные глеевые, глееподзолистые и подзолы; 2 — гомогенно-глеевые и подбуры; 3 — дерновые арктические и карбонатные арктические

Несовпадение почвенных и ландшафтных границ, разные критерии зонально-подзонального деления Арктики у разных авторов, включая различия в выборе почв как зональных, послужили основанием С.В. Горячкину предложить более общее «интегральное» по его выражению, почвенное разделение Арктики [Горячкин, 2010]. Предложены три крупных зональных выдела: *низкоарктическая тундра*, *среднеарктическая тундра*, *высокоарктическая тундропустошь*. Каждый выдел имеет широкий набор основных почв (12, 9 и 10, соответственно) и ряд «особенностей»: континуальность почвенного покрова, характер органических и гумусовых горизонтов, проявления криогенеза, формы перемещения вещества (табл. 4.2). Приводится соотношение этих трех выделов с традиционным подзональным делением, принятым в СССР [Атлас Арктики, 1985; Добровольский, Урусевская, 1984, 2004; схемы почвенно-географического районирования].

Зональное деление Арктики осложняется локальными особенностями территории, которые были названы С.В. Горячкиным *геогенными факторами дифференциации почвенного покрова*. К ним относятся размеры и конфигурация площади суши, ветры, содержание мелкозема в почвообразующей породе, импультверизация солей с моря и т.д. В суровых климатических условиях подобные локальные изменения факторов почвообразования вызывают «азональные нарушения» или «экссессы», «...существенно меняющие тип педогенеза и мезоорганизацию почвенного покрова» [Горячкин, 2010, с. 243; рис. 4.3].

Таблица 4.2<sup>24</sup>

**Зональное разделение почвенного покрова Арктики  
[Горячкин, 2010]**

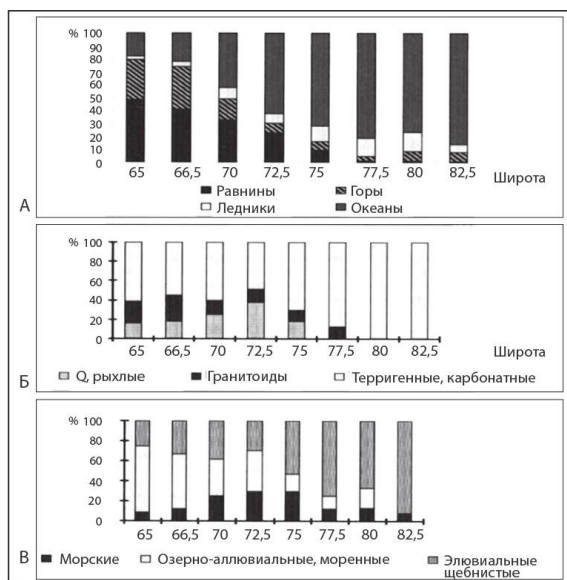
Зональные выделы	Низкоарктическая тундра		Среднеарктическая тундра		Высокоарктическая тундропустошь
Основные почвы	Торфяно-глеоземы, глеоземы криометаморфические, органо- и дерново-криометаморфические, текстурно-криометаморфические, подзолистые, подзолы, подбуры, преимущественно оподзоленные, палево-метаморфические, криоземы, торфяные		Криометаморфические, торфяно-глеоземы, криоземы, подбуры, в том числе оподзоленные, торфяные, дерновые грубогумусированные, перегнойно-темно-гумусовые остаточно-карбонатные, почвы пятен		Почвопенки, петроземы, пелоземы, местами засоленные, псаммоземы, дерновые грубогумусированные, в том числе глееватые, торфяно-литоземы, перегнойно-темногумусовые остаточно-карбонатные, сухоторфяные
Особенности	Преимущественно сплошной ПП, моховые подстилки, широкое распространение торфяников и мерзлотных бугров		Преимущественно разорванный ПП, муль-модер горизонт, подстилка маломощная и развита не повсеместно		Контрастный ПП пятнами — засоленные почвы в соседстве с торфяно-литоземами, развитие процессов привноса уноса вещества
Разделение, принятое в СССР (Атлас Арктики, 1985)	Лесотундра	Южная тундра	Типичная тундра	Арктическая тундра	Арктическая (полярная) пустыня
	Субарктика			Арктика	

Таким образом, географо-генетические группировки почв, предлагаемые разными авторами, основываются как на зональных принципах, так и на представлениях о почвообразовательных процессах и характеристиках почвенного профиля — его строении, степени зрелости, гранулометрическом составе, химических особенностях. Однако несмотря на рассмотренные различия в подходах к географии высокоширотных почв, ряд общих положений не вызывают сомнений и признаются всеми исследователями.

С севера на юг возрастает интенсивность почвообразования, следовательно, мощность почвенных профилей и доля полноразвитых почв в составе почвенного покрова. Эти тренды, как и распространение растительных сообществ, носят зональный характер.

Наряду с зональными закономерностями существенна роль фациальных, влияющих на расположение (под)зон, состав и строение почвенного

<sup>24</sup> Рассмотрению большей части почв, приведенных в таблице, посвящена данная глава. Названия почв даны по «Классификации...», [2004] и по «Полевому определителю почв России» [2008].



покрова; на их основе в тундровой области выделяются провинции, различающиеся степенью континентальности климата и составом почвенного покрова.

**Рис. 4.3.** Геогенные факторы и их изменения по широтам [Горячкин, 2010].

А — доля площадей океана, гор, равнин, ледников; Б — доля геологических пород (% от площади суши); В — доля рыхлых пород (% от площади равнин)

Почвенному покрову свойственна фрагментарность, уменьшающаяся к югу, а также микронеоднородность — комплексность. Комплексы разнообразны по составу и геометрическим формам (см. Главу 1, раздел 1.2); последние связаны с мерзлотными режимами и различны в минеральных и органических грунтах.

#### 4.2. Условия почвообразования и процессы в почвах арктической и тундровой областей

Различия в базовых климатических показателях между широтными подзонами значительны (табл. 4.3), как и дифференциация климатических условий по долготе, которая послужила основанием для разделения тундровой зоны на провинции. Различают слабоконтинентальные восточноевропейские тундры, континентальные западносибирские, резкоконтинентальные к востоку от Енисея и до Чукотки, континентальные тундры Северо-Востока России с признаками муссонного климата и повышенной влажностью.

Все области находятся в зоне *многолетней мерзлоты*, или криолитозоне<sup>25</sup>. Толщи мерзлых пород имеют мощность в десятки и первые сотни метров и температуру на 2–4°С ниже нулевой. Мерзлота, сплошная, реже островная, встречается в долинах рек восточнее Енисея (рис. 3.3). В почвенных профилях верхняя граница мерзлоты в момент максимального оттаивания, т.е. к концу августа, находится в пределах от первых сантиметров в Высокой Арктике до 2 м в южной тундре и даже глубже 2 м на

<sup>25</sup> Термин «криолитозона» был предложен П.Ф. Швецовым в 1955 г. и широко используется географами.

южной периферии криолитозоны в почвах, называемых глубокомерзлотными. Слой максимального оттаивания — деятельный или сезонно-талый (СТС), его мощность определяется климатом и варьирует в зависимости от состава твердой фазы: при прочих равных условиях она наименьшая в торфах и наибольшая в песках. Суглинистые грунты занимают промежуточное положение. Почвоведы делят мерзлоту на льдистую и малольдистую, в последней лед занимает меньше 20% объема.

Таблица 4.3

**Климат тундровых подзон**  
**[по Добровольскому, Урусевской, 1984/2005]**

Показатели	Арктическая	Типичная	Южная
Продолжительность безморозного периода, дни	20–40	45–70	80–100
Сумма температур воздуха > 10°	нет	400	400–600
Средняя температура июля, °С	3–4	6–8	9–10
Осадки, мм/год	200–300	300–400	400–600
Мощность деятельного слоя, см; пески/суглинки	100/25–40	100–120/60–80	150–200/50–120

Влияние мерзлоты на почвы можно условно разделить на два типа: «пассивное» — постоянное, ограничивающее ход основных процессов, и «активное», динамичное, время от времени вызывающее перемешивание массы почвы, нарушение границ горизонтов, образование голых пятен. Оба типа присущи арктическим и тундровым почвам, динамичный тип более очевиден в тундровых ландшафтах на фоне постоянного избытка влаги.

Близкое к дневной поверхности положение мерзлоты (0,5 м и меньше) определяет приповерхностную локализацию биохимических и биологических процессов, замедленность физико-химических реакций в почвах, следовательно, малую мощность почвенного профиля. «Запирание» почвенного профиля мерзлотой, как говорят исследователи тундровых почв, другими словами, затрудненный дренаж ограничивает вынос продуктов почвообразования, и в надмерзлотных горизонтах они могут накапливаться. Вынос частично осуществляется путем латеральных миграций по кровле мерзлоты.

Наиболее ярким проявлением динамичных криогенных процессов являются разнообразные *криотурбации* — нарушения исходного залегания почвенных горизонтов, перемешивание с образованием вихреобразного рисунка, раздробление на отдельные блоки массы горизонтов (морфоны) и их перемещения, измельчение крупных органических остатков (рис. 4.4).

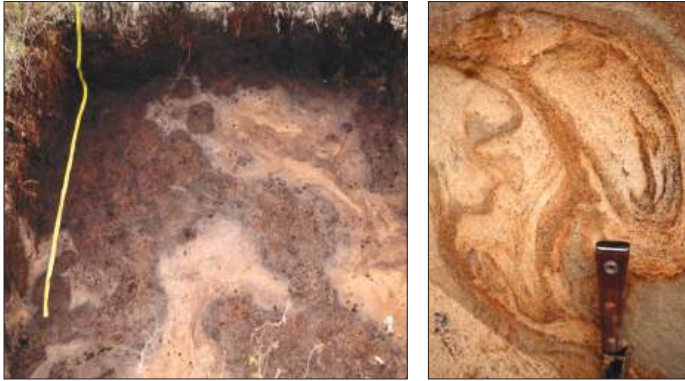


Рис. 4.4. Криотурбации в почвах

Комплексность почвенного покрова является следствием криопедотурбаций в условиях сурового климата, ее проявления разнообразны и пространственно дифференцированы по провинциям, но тяготеют к суглинистым и

щебнисто-суглинистым породам (рис. 4.5). Многие комплексы включают примитивные почвы пятен, которые могут располагаться как на микроповышениях, так и в микропонижениях, образуя регулярную сетку, причем превышения составляют всего 10–40 см. При ограниченном развитии растительности на щебнистых грунтах формируются каменные многоугольники.

Комплексность почвенного покрова ясно отражается неоднородным, пятнистым распределением растительности: от пятен водорослей на голый 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, ясно дифференцировано по типичным растительным сообществам зон и подзон, а его трансформация тормозится не только непосредственно климатом и мерзлотой, но и малой заселенностью почв микроорганизмами и мезофауной (табл. 4.4). Среди органо-аккумулятивных горизонтов в тундровых почвах преобладают торфяные различной мощности (от первых сантиметров в Арктике до метра в южной тундре), реже встречаются грубогумусовые и перегнойные, крайне редко — серогумусовые (дерновые) горизонты, появление которых в высоких широтах С.В. Горячкин объясняет особыми комбинациями условий, в частности, золотым поступлением мелкозема в микропонижения и трещины. Образование относительно мощных торфяных горизонтов также связывается с какими-либо дополнительными условиями, благоприятными для растительности, например, латеральным подтоком растворов в нижних частях склонов [Горячкин, 2010].

Таблица 4.4

**Характеристики биологической продуктивности  
сообществ арктической и тундровой зон  
[по Базилевич, Гребенцову, Тишкову, 1986]**

Зоны (подзоны). Растительные сообщества	Местонахо- ждение пробной площади	Параметры биологической продуктивности				
		продук- ция, т/га в год	фитомасса, т/га			морт- масса, т/га в год
			общий запас	надзем- ные органы	корни	
Арктические пустыни. Мохово-лишайнико- вые с травами	Земля Франца- Иосифа	0,24	1,58	1,29	0,29	1,64
Арктические тундры. Травяно-кустарничко- во-моховые	Новосибир- ские о-ва	1,39	5,38	1,52	3,86	2,66
Типичные тундры. Дриадово-моховые	Байдарац- кая губа	1,19	12,96	4,13	8,83	18,46
Южные тундры. Кустарничково-мохо- во-лишайниковые ерники	Большезе- мельская тундра	3,04	23,46	9,46	14,0	61,64

*Почвообразующие породы* — морские и ледниковые глины и суглинки, аллювиально-озерные супеси и суглинки, щебнисто-мелкоземистые элювиальные и солифлюкционные отложения — вносят свой вклад в разнообразие почв и строение почвенного покрова обеих областей. Узкие полосы приморских равнин нередко содержат легкорастворимые соли как содержащиеся в морских отложениях, так и принесенные нагонными ветрами. Плотные породы сравнительно редко являются почвообразующими в европейских тундрах, за исключением Кольского побережья и полуострова Канин; Восточно-европейские равнинные тундры формируются преимущественно на суглинистых породах. В Западной Сибири среди рыхлых пород преобладают пески и супеси; равнинные тундры приморских низменностей Восточной Сибири также связаны с рыхлыми отложениями, на Северо-Востоке доминируют горные тундры на разнообразных плотных породах.

Наряду с рассмотренными выше чертами географии почв высокоширотных территорий, отметим общие



**Рис. 4.5.** Комплекс с буграми пучения в типичной тундре

*особенности почвообразования*, выявленные исследователями Арктической и Тундровой областей:

цикличность развития почв как следствие динамических мерзлотных процессов. Наблюдаемый профиль отражает обычно определенную стадию эволюции почвы, которая, не достигнув зрелости, может вновь вернуться к ноль-моменту;

слабый пedomорфизм минеральной массы, выражающийся в сохранности породных текстур, состава первичных минералов, элементов строения глинистого материала материнской породы и ряда физико-химических свойств почв;

замедленное преобразование органического вещества и формирование торфяного, протогумусового, опадо-подстилочного, грубогумусового или перегнойного горизонтов.

### 4.3. Арктическая область

Сведения об арктических почвах отрывочны: опубликовано лишь несколько статей о почвах южного острова Новой Земли, островов Северной Земли и Земли Франца-Иосифа [Иванов, 1931; Михайлов, 1960, 1970, 2019; Говоренков, 1981; Апарин, 1997]; много внимания уделено высокоарктическим почвам в монографии С.В. Горячкина [2010] на примере Земли Франца-Иосифа и Новой Земли. Начиная с 2010-х годов почвы стали активно исследоваться, благодаря Нацпарку «Русская Арктика» и «Арктическому плавучему университету».

Географы, мерзлотоведы, геоботаники подчеркивают исключительно малую мощность деятельного слоя и ограниченность развития почвенного покрова даже на аккумулятивных суглинисто-глинистых равнинах за счет широкого распространения разнообразных каменистых образований (каменных колец, венков, полос, россыпей и т.д.). Редкие растительные сообщества представлены мохово-лишайниковыми 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. Почвообразующие породы — морские и ледниково-морские суглинки и глины, делювиальные, солифлюкционные щебнисто-мелкоземистые субстраты.

*Арктические почвы* — общее название почв тундропустошей, состоящих из разреженных высокоарктических тундр и очень разреженных влажных пустошей (табл. 4.2, рис. 4.6); почвы разделяются по гранулометрическому составу на пелоземы (суглинки), петроземы (плотные породы) и псаммоземы (пески). Они сочетаются с почвами-пленками и непочвенными образованиями. Пелоземы — почвы на суглинистых

или щебнисто-суглинистых субстратах представляют максимально возможные признаки почвообразования (рис. 4.7).

Для арктических почв характерно сохранение породных черт строения твердой фазы в сочетании с дифференциацией материала по крупности. Бурый цвет почвенной массы — результат быстрого осаждения в условиях хорошей аэрации того небольшого ко-



Рис. 4.6. Земля Франца-Иосифа.  
Лето

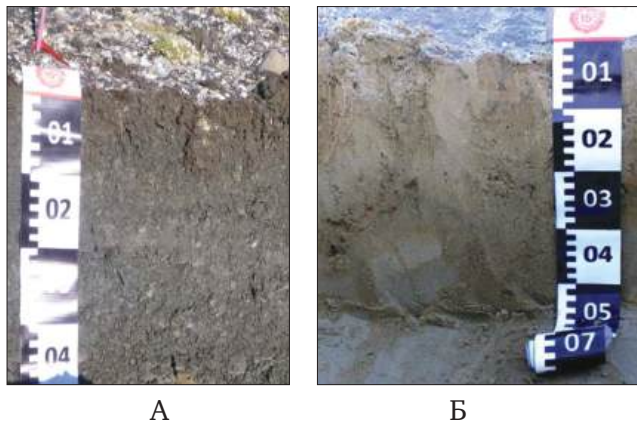
личества соединений железа, которое успело перейти в подвижное состояние за короткий период оттаивания. Почвы имеют нейтральную до слабощелочной реакцию, на поверхности отмечались эфемерные карбонатные корочки и выцветы [Горячкин, 2010; Горячкин и др., 2017]<sup>26</sup>.

Среди арктических почв иногда выделяют арктические пустынные [Ливеровский, 1983; Почвенная карта..., 1988]. Они имеют слабощелочную или нейтральную реакцию, содержат карбонаты, в них относительно слабо выражены криогенные признаки; засоление является следствием импульверизации солей и/или их накопления в ходе выветривания и присутствия в почвообразующих породах.

Оглеение отсутствует даже на контакте с мерзлотой вследствие недостаточного увлажнения или увлажнения холодными водами с высоким содержанием кислорода, которые образуются при таянии снежников-перелеток и подтаивании краев ледников. Почвы были названы И.С. Михайловым [2022] арктическими гидроморфными, или «подснежниковыми», он находил их на острове Большевик в нижних частях склонов и на делювиальных шлейфах. По его описаниям, вдоль по склону чередуются полосы гипновых мхов или осок шириной около 10 м с полосами, покрытыми неустойчивой водорослевой корочкой, по которым стекают талые воды. В моменты прекращения стока голые полосы покрываются трещинами, а остатки водорослей перевеваются ветром. В работах 1960-х годов почвы Высокой Арктики назывались «скрыто-глеевыми» [Крейда, 1958; Игнатенко, 1963].

На плато, покрытых щебнем коренных пород с малой долей мелкозема, мерзлотная дифференциация грунтов по описанию И.С. Михайлова происходит следующим образом. «Более крупные обломки оттесняются на периферию, образуя каменные многоугольники диаметром 0,8–0,5 м. Середина их заполнена мелким щебнем, окружающим “гнездо” мелкозема в центре.

<sup>26</sup> Горячкин С.В., Долгих А.В., Мергелов Н.С. Почвы островов Земли Франца Иосифа: география, морфогенетические особенности, классификация и роль в углеродном цикле. М.: Арктический плавучий университет, 2017.



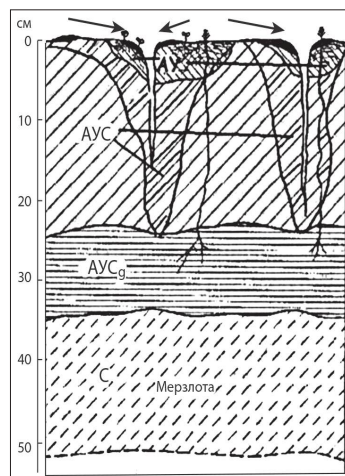
**Рис. 4.7.** Земля Франца-Иосифа. А — разрез на поверхности морской террасы на неоднородных морских отложениях; Б — разрез на склоне террасы на песках [Горячкин и др., 2017]

противоречие между ничтожным количеством надземной фитомассы (в отличие от подземной) и некоторым, хотя и локальным, накоплением гумуса (до 1% в почве с водорослевой корочкой) объясняется существенным эоловым переносом детрита по поверхности почвы и попаданием его в трещины или накоплением у крупных валунов и других препятствий.

По наблюдениям С.В. Горячкина на Земле Франца-Иосифа (ЗФИ), эоловый перенос и унос вещества — детрита и минеральной пыли, в сочетании с намывом (сползанием) мелкозема с поверхности пятна в трещины, приводит к образованию серогумусового горизонта (рис. 4.8), не соответствующего климатическим условиям высоких широт. Им более или менее соответствуют маломощные фрагментарные горизонты: грубогумусовый, перегнойный, протогумусовый, опадо-подстилочный, в отдельных случаях — торфяной. Последний встречается в термоэрозийных ложбинах.

Среди структур почвенного покрова преобладают каменно-многоугольниковые комплексы на относительно ровных участках и мелкоземисто-щебнистых породах, на суглинках —

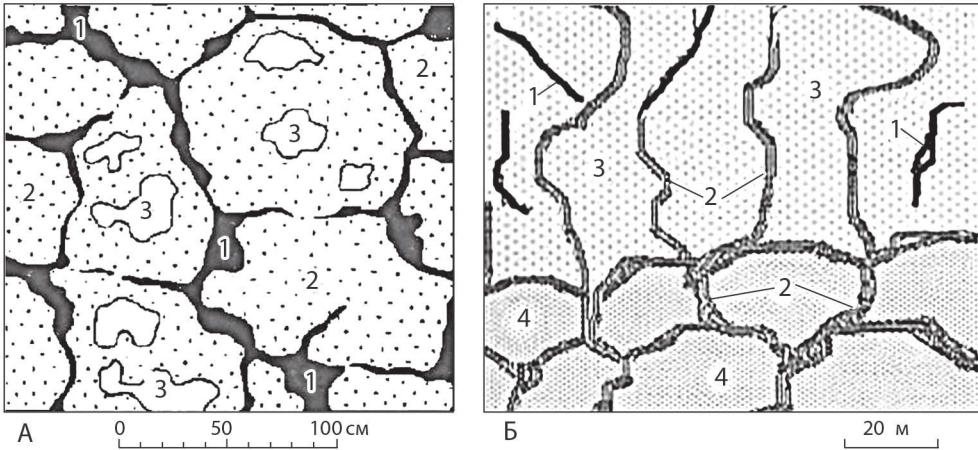
На этих “гнездах” поселяются мхи и цветковые растения, среди которых преобладают камнеломки. Под растительностью формируются “карманы” примитивных почв. Этот биогеоценоз очень устойчив. Экспансии растительности препятствует щебень каменного многоугольника, но он же защищает растения от дефляции»<sup>27</sup>. Отмеченное И.С. Михайловым



**Рис. 4.8.** Формирование серогумусовых почв. ЗФИ [Горячкин, 2010]

<sup>27</sup> Михайлов И.С. Изменение почвенно-растительного покрова в Высокой Арктике Восточной Сибири // Почвоведение. 2020. № 6. С. 665.

комплексы дерновых почв с пятнами. На склонах мерзлотные полигональные комплексы сочетаются с древовидно-полосчатыми солифлюкционными комбинациями (рис. 4.9).



**Рис. 4.9.** Структуры почвенного покрова [Горячкин, 2010].

А — ЗФИ. Суглинистый плакор, комплексы: 1 — серогумусовые почвы; 2 — почвопленки; 3 — выходы рыхлых пород; Б — Горы Новой Земли. Струйчато-полигональные структуры шлейфа и долины: 1 — серогумусовые грубогумусированные почвы; 2 — пелоземы гумусовые (гидроморфные); 3 — выходы пород; 4 — почвопленки пятен

В составе СПП Высокой Арктики всегда присутствуют почвы пятен, голых, лишенных всякой растительности, или пятен с водорослевыми пленками; пятна могут содержать карбонаты и легкорастворимые соли. Относительно увлажненными и гумусированными, содержащими органические остатки, бывают почвы каменных колец и трещин.

Таким образом, для почв и почвенного покрова Арктической области характерны:

- экстремальные условия почвообразования и малая мощность деятельного слоя: в среднем около 0,5 м;
- ограниченное распространение почв между массивами плотных пород, каменными морями и ледниками на островах Северного Ледовитого океана;
- редкое и слабое проявление оглеения почв даже в условиях сильного переувлажнения;
- преобладание слабо развитых почв отдела первичного почвообразования по «Классификации...» [2004]: пелоземов, псаммоземов и петроземов, в относительно благоприятных условиях — литоземов.

#### 4.4. Тундровая область

Как и в Арктической области, почвы динамичны, поскольку подвержены криогенным процессам, более сложным и разнообразным, с образованием отчетливо выраженных и разнообразных криогенных комплексов.

Равнинные варианты тундр распространены на Восточно-Европейской равнине, на низких полуостровах Ямал и Гыдан, Северо-Сибирской, Яно-Индигирской и Колымской низменностях. Небольшие территории равнинных тундр встречаются на Чукотке и в Анадырской низменности. Огромные массивы почти не изученных в почвенном отношении горных тундр расположены на северо-востоке области; горные тундры занимают также хребет Бырранга на Таймыре, Полярный Урал и Хибины.

##### *Географическое деление тундровой области*

Широтные изменения условий почвообразования с севера на юг на фоне низких летних и крайне низких зимних температур при малом количестве осадков интерпретируются немного по-разному в географии почв высоких широт. По первоначальной схеме Б.Н. Городкова (рис. 4.1) происходит смена подзон арктической, типичной, южной тундр и лесотундры; аналогичным образом показано деление тундр в «Атласе Арктики» [1985], в представлениях Н.А. Караваевой и В.О. Таргульяна о географии почв Севера [1978]. Более общее зональное деление высокоширотных территорий на средне- и низкоарктические тундры предложено С.В. Горячкиным (табл. 4.2). Оно частично использовано в последней системе районирования [2019], где тундровая зона отделена от арктической и разделена на подзоны арктической и субарктической тундр с соответствующими зональными почвами: арктотундровыми и тундровыми глеевыми с подбурами. Однако практически всеми почвоведом и географами зональное деление тундр «перекрывается» провинциальным. Подзональный ряд тундр выделяется почвоведом не столько по климатическому ряду подзон, сколько по различиям в растительности, мощности деятельного слоя, интенсивности почвообразования, характеру мерзлотных явлений (рис. 4.10). Зональное деление принято в учебниках географии почв [Добровольский, Урусевская, 1984, 2004].

*Арктические тундры* отличаются изреженностью мохово-лишайниковой растительности. Голые пятна занимают больше половины территории суглинистых плакоров. Наиболее сухие участки (песчаные гряды, крутые склоны) заняты лишайниковой тундрой, слабодренированные увалы — травяно-моховой; к понижениям приурочены осоково-пушицевые болота.

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

Для южной тундры характерно широкое распространение торфяников, вплоть до сплошных массивов крупнобугристой тундры, господство кустарниковых сообществ (зарослей карликовой березы, ивы и ольхи — *Betula nana*, *B. exilis*, *B. Middendorffii*, *Salix glauca*, *Alnus fruticosa*) и появление отдельных деревьев в самых благоприятных условиях. Пятна, лишенные растительности, занимают относительно небольшие площади, так как они быстро зарастают. Ерники — сообщества карликовой березы с ивами — достигают полуметровой высоты, их мохово-травяной ярус разнообразен по составу. В Сибири кустарниковые сообщества южных тундр представлены ольховниками. Участие лиственницы и бореальных видов травянистых растений характерно для лесотундры и объясняет название «тундролесье», данное Ю.П. Пармузиным южным тундрам Чукотки. Заметно возрастает в южных тундрах общий запас фитомассы и поступление растительных остатков в почву (табл. 4.4). Распространение лесной растительности 3000–7000 лет назад было существенно шире, о чем свидетельствуют данные споропыльцевого анализа остатков древесной растительности в торфах. Выделение провинций в тундровой области основывается на различиях в термических режимах и мерзлотных условиях (рис. 3.2, 3.3); равнинные тундры образуют условный ряд с запада на восток — слабоконтинентальные, умеренно континентальные, континентальные и экстраконтинентальные.

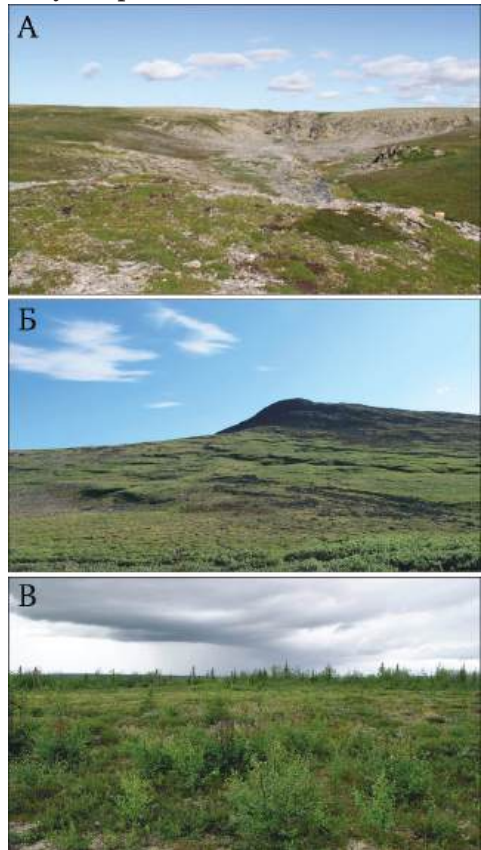


Рис. 4.10. Ландшафты тундровых подзон европейской России. А — арктическая тундра. Б — типичная тундра; В — южная тундра

Учитываются также характер почвообразующих пород, выраженность подзон, свойства почв, особенности состава и строения почвенного покрова. Детальность разделения на провинции варьирует, провинции традиционно имеют региональные названия. В пределах тундровой области выделяются следующие провинции<sup>28</sup> на равнинах: Кольская, Восточно-Европейская (подразделяется на Канинские, Малоземельские и Большеземельские), Западно-Сибирская (включает Ямальские и Гыданские), Средне-Сибирская, Восточно-Сибирская (Яно-Индигирские и Колымские) и Чукотско-Анадырская. К горным провинциям относятся Полярно-Уральская, Таймырская, Чукотская.

### **Общие черты почвообразования и почвообразующие процессы. Почвы**

Основные почвообразующие процессы в почвах высоких широт — накопление и преобразование органического вещества, оглеение, криотурбации, имеют общие черты в почвах арктической и тундровой областях; остановимся на их проявлениях в тундрах.

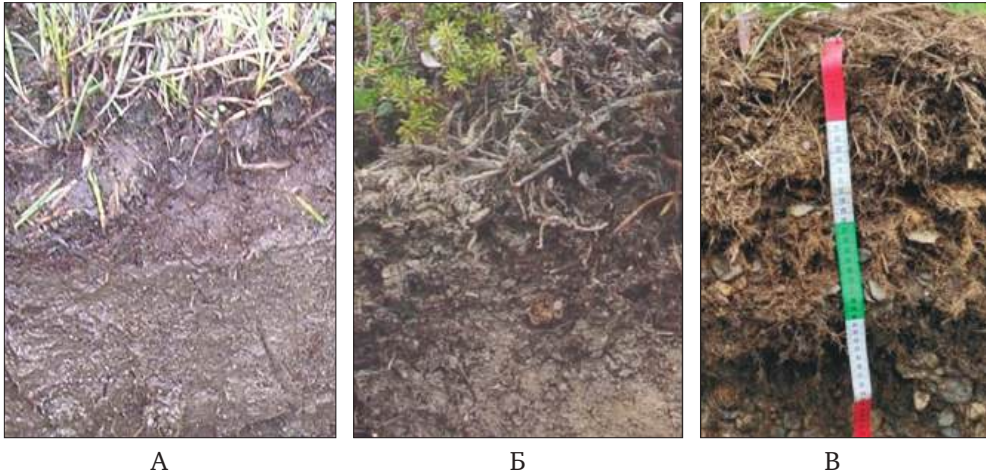
*Гумусово- или органо-аккумулятивный процесс* характеризуется малой интенсивностью трансформации растительного материала, о чем свидетельствует быстрое нарастание объемов аккумуляции мортмассы (табл. 4.4). Участие мезофауны, главным образом сапрофагов, в переработке органических остатков ограничено, встречаются коллемболы, энхитреиды, личинки комаров; они населяют слой опада или полосу контакта органического и верхнего минерального горизонтов.

Надземные части растений, масса которых приблизительно в два 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 маломощные торфяные или грубогумусовые горизонты. Дерновые или перегнойные горизонты образуются в континентальных тундрах, перегнойные бывают приурочены к карбонатным породам в типичной и южной тундре, а сухоторфяные горизонты образуются в условиях повышенной влажности воздуха и на плотных породах.

Параллельно с образованием органо-аккумулятивных горизонтов происходит накопление в надмерзлотной почвенной толще гумуса в количествах от 0,5 до 3%. Этому способствуют близость мерзлоты, пониженные температуры, заторможенность вертикальных миграций, слабый вынос оснований. В.Д. Васильевская [1981] связывала второй максимум на

<sup>28</sup> Дальнейшие описания почв и почвенного покрова даются по провинциям.

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 нижних минеральных горизонтов объясняется также криогенным перемешиванием.



**Рис. 4.11.** Верхние горизонты тундровых почв. А — протогумусовый (W), Б — грубогумусовый (АО), В — сухоторфяный (ТJ)

Таким образом, специфика гумусового профиля тундровых почв заключается в его «двухъярусности». Органические остатки в верхних горизонтах служат источником формирования перегнойного, грубогумусового, сухоторфяного, редко серогумусового, горизонта (рис. 4.11), в нижних минеральных горизонтах, холодных, оглеенных, водонасыщенных, содержатся иллювирированные в них гумусовые вещества и мелкие фрагменты растительных остатков.

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 органическим 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 слабоконтинентальных тундр.

Надмерзлотное оглеение — следствие застоя почвенных вод над слоем мерзлоты — чаще встречается в почвах континентальных тундр. Глеевые горизонты тундровых почв так же динамичны, как и глеевые горизонты лесных и болотных почв, но более однообразны по сложению и окраске:



Рис. 4.12. Глеевый горизонт с зонами окисления — криогенно-ожелезненный признак cf

монотонно-сизый цвет иногда изменяется на голубой, изредка — на синий. В верхней части глеевого горизонта нередко зоны окисления в виде пятен разного размера и цвета: от белесоватых до охристо-ржавых (оксиглееватый признак ox) или яркая охристая или ржаво-бурая узкая полоска (криогенно-ожелезненный признак cf), которая может быть также и под глеевым горизонтом (рис. 4.12).

Повышенные содержания несиликатного железа отмечаются в зонах окисления, тогда как сизые глеевые горизонты бывают им обеднены. Однако в них имеет место реакция на двухвалентное железо  $0,1n$  серно-кислой вытяжки, свидетельствующая о восстановительной среде и подвижности соединений железа. Минеральные оглеенные горизонты тундровых почв однородны по валовому и гранулометрическому составу. Пересыщенность влагой и оглеение определяют высокую дисперсность почвенной массы, а криогенное перемешивание способствует ее однородности. Чтобы подчеркнуть своеобразие минеральных горизонтов тундровых почв, Ю.А. Ливеровский называл их криоглеевыми [1983]. Тундровые и северотаежные почвы с глеевым горизонтом в «Классификации...» [2004] названы глееземами [Почвенная карта..., 1988] в отличие от избыточно влажных почв других природных зон, называемых глеевыми. В глееземах нередко криотурбации, а на поверхности глееземов — голые пятна, в лучшем случае, с водорослевыми корочками (рис. 4.13).

Криогенные процессы наиболее ярко проявляются в почвенном профиле как криотурбации: вихревой рисунок почвенной массы, фрагменты растительных остатков, в том числе сильно измельченных, морфоны верхних горизонтов в срединном горизонте. Эти признаки, а также тусклая буроватая окраска, массивное сложение, невыраженность структуры и слабые проявления оглеения приняты в качестве критериев криогенного горизонта (CR) в «Классификации...» [2004]. Горизонт залегает обычно над льдистой мерзлотой и является диагностическим для криоземов (рис. 4.14).



Рис. 4.13. Глеезем криотурбированный (криоглеезем) и голое пятно

Криогенный горизонт может иметь признак тиксотропности —

приобретение 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 в одной из ранних работ 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». Криогенными процессами объясняется не только измельчение растительных остатков, но и дробление минеральных зерен до размеров пыли, следовательно, однородный пылевато-суглинистый состав почвообразующих пород [Конищев, 1978].

В почвах на щебнисто-суглинистых породах отмечается как внутрипрофильная сортировка мелкозема и обломочного материала, так и образование на поверхности каменных пятен, полос, колец (рис. 4.15). Более того, на микроуровне имеет место сортировка частиц по крупности, приводящая к формированию видимых в шлифах под микроскопом колец песчаных или крупнопылеватых скелетных зерен в пылевато-глинистой массе.



Рис. 4.14. Криозем с турбированным горизонтом CR, бугром пучения высотой >10 см и признаками оглеения

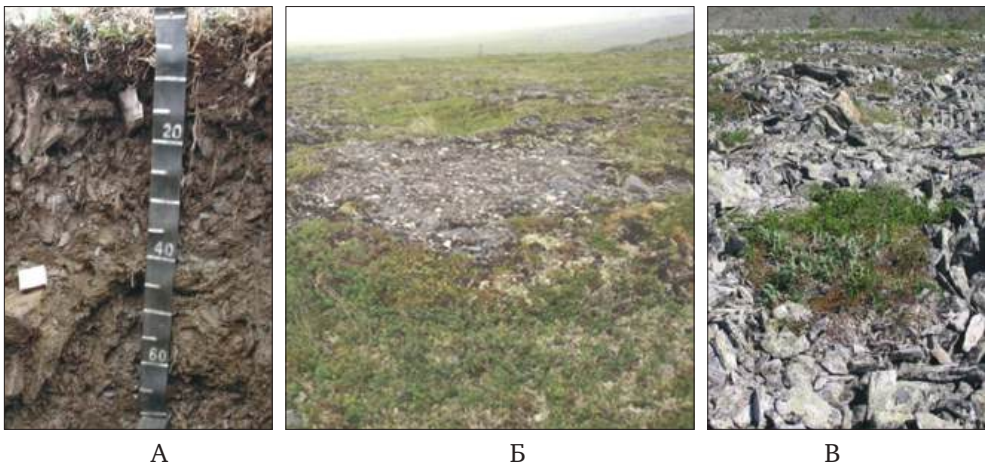


Рис. 4.15. Сортировка материала по крупности: А — в профиле, Б, В — на поверхности почвы



*Рис. 4.16. Пятно излияния — результат нарушения органического горизонта*

занимаемая пятнами, составляет от 30 до 70% территории. Пятна образуются двумя путями: в результате пучения без разрыва верхнего органического горизонта и в результате излияния на поверхность полужидкого минерального материала вследствие разрыва органического горизонта (рис. 4.16). В первом случае голое пятно формируется постепенно по мере деградации растительного покрова на образовавшемся бугорке пучения, который оказывается в максимально неблагоприятных условиях, несмотря на превышение над основной поверхностью всего в 10–20 см. Сильные ветры, дефицит влаги и снежная коррозия приводят к гибели кустарничков и низших растений на вершине бугорка и она превращается в голое пятно. Во втором случае минеральный материал заполняет микропонижение, перекрывая существовавшую в нем растительность.

Поскольку пятна непрерывно возникают на разных местах, нетрудно представить себе, что почти все тундровые почвы в какой-то момент пережили стадию пятна, возможно, не один раз (рис. 4.17). В этом состоит специфическая особенность тундровых почв, и она имеет генетические



*Рис. 4.17. Пятна на разных стадиях зарастания*

и классификационные следствия. Криотурбации, приводящие к нарушению целостности почвенного слоя, повсеместны в тундрах и приводят к появлению микро/нанорельефа и голых, лишенных растительности пятен, которые с течением времени зарастают, сливаясь с ненарушенными участками. Площадь,

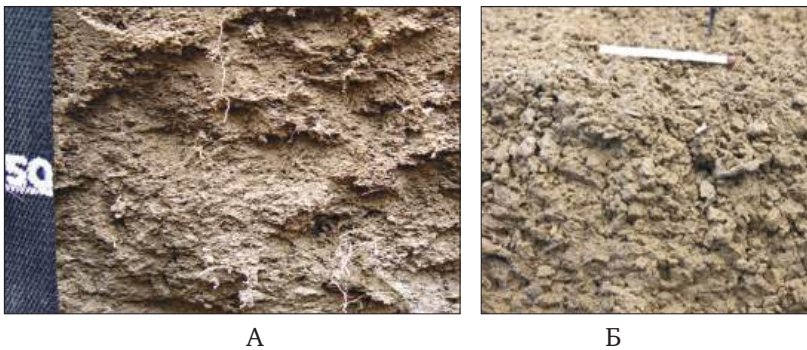
и классификационные следствия.

В эволюционно-генетическом отношении тундровые почвы рассматриваются как динамические, их субстрат часто перемешивается.

Почвообразование носит циклический характер, и 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, трудно выявить ту стадию 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.

Еще одна генетическая группа почв была выявлена в 2000-е годы в южной части тундровой области в условиях относительной стабильности и отсутствия переувлажнения. Это криометаморфические почвы с одноименным диагностическим горизонтом, обычно суглинистым, выделяемым за характерную мелкоореховато-икрянистую или угловато-крупитчатую линзовидную структуру (рис. 4.18), рассыпчатое сложение, слабое проявления оглеения или его отсутствие, тусклую окраску, мало отличающуюся от цвета породы.



**Рис. 4.18.** Криометаморфический горизонт. А — в профиле; Б — в рассыпном образце

Рассмотренные процессы привели к формированию в равнинных тундрах следующих типов почв [Полевой определитель..., 2008]<sup>29</sup>.

<sup>29</sup> Для типов каждой группы перечислены наиболее распространенные подтипы.

*Глееземы* с профилем O-G-CG $\perp$ , T-G-CG $\perp$ , O-G-CRM-C(g) $\perp$  (рис. 4.19, А). Они могут иметь разные диагностические признаки, отражающие особенности органических горизонтов, проявлений оглеения (криогенно-ожелезненные cf, оксиглееватые ox), криотурбаций (криотурбированные (@), потечности гумуса (hi)).

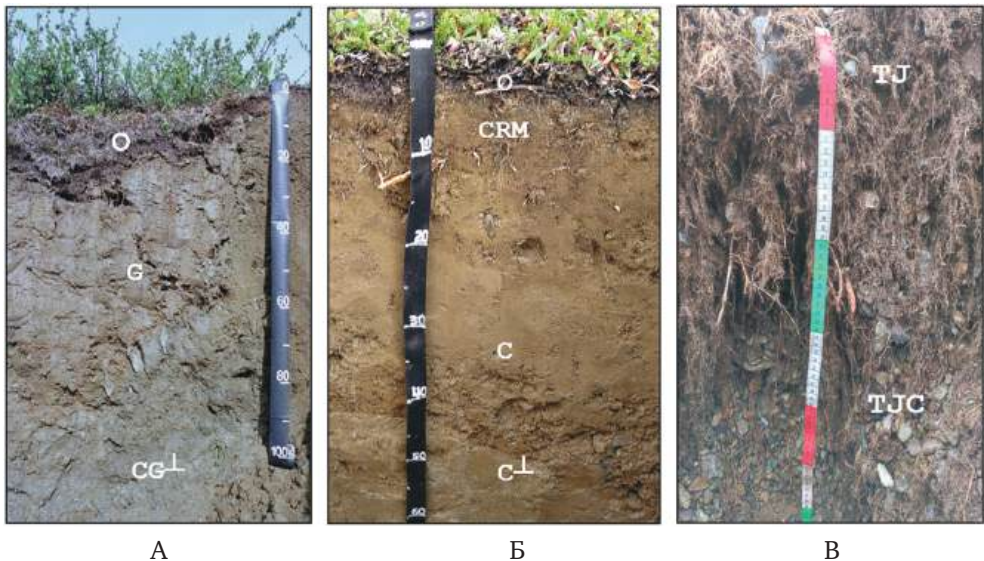
*Криоземы* с профилем O-CR-C $\perp$ , AO-CR-C $\perp$ , T-CR-C $\perp$ . Как и глееземы, они имеют диагностические признаки, отражающие особенности органических горизонтов, оглеения, проявлений криогенеза (криогомогенные (ocr), (крио)языковатые (ycr), потечно-гумусовые (hi), криогенно-ожелезненные (cf) (рис. 4.19, А).

*Криометаморфические почвы* с профилем O-CRM-C-C $\perp$ , AO-CRM-C-C $\perp$ , H-CRM-C-C $\perp$ ) и AY-CRM-C-C $\perp$ ), возможны подтипы криотурбированные (@), глееватые (g) (рис. 4.19, Б).

*Почвы отдела органо-аккумулятивных*, профиль которых состоит из органо-аккумулятивного горизонта и почвообразующей породы: дерновые, грубогумусовые, перегнойные, сухоторфяные, торфяные (рис. 4.19, В).

*Литоземы* с одним органическим (реже гумусовым) диагностическим горизонтом, переходящим в плотную породу (R или Rca), отличаются от органо-аккумулятивных почв породой и мощностью профиля до 30 см (рис. 4.20).

*Подбуры* встречаются на легких породах, и их диагностический горизонт BFH бывает чаще представлен иллювиально-гумусовой модификацией.



**Рис. 4.19.** Почвы тундры: А — глеезем, Б — криометаморфическая, В — сухоторфяная

*Торфяные почвы и торфяники* практически не отличаются от своих таежных аналогов (см. раздел 5.3). Особое место среди тундровых почв



Рис. 4.20. Торфяно-липтозем на галечнике

занимают «почвы пятен» и «почвы трещин», названные таким образом на Почвенной карте... [1988] и во многих публикациях.

Почвы трещин обсуждались в разделе о почвах Высокоарктических тундропустошей. Напомним, что они формировались благодаря переносу вещества, органического и минерального, накапливающегося в максимально благоприятных условиях — трещинах и были определены С.В. Горячкиным как серогумусовые (дерновые). В тундрах почвы трещин чаще всего представлены торфяными или перегнойно-торфяными, поскольку к трещинам приурочена основная масса корней, превращающихся в торф (рис. 4.21).

Почвы пятен, как правило, суглинистые, разной степени зарастания; почвы недавно образовавшихся пятен без высших растений относят к стволу первичного почвообразования и называют пелоземами. Пятна входят в состав почти всех минеральных комплексов, а их доля в ненарушенном человеком почвенном покрове закономерно уменьшается от арктической тундры к южной и лесотундре.

### Типы почвенных комплексов

На примере тундр Обской губы Е.Н. Ивановой [1962] были выделены по формам и происхождению две генетические группы микро/нано-рельефа и связанные с ним почвенные комплексы в минеральных грунтах: пучинно-бугорковатые и трещинно-полигональные. В органических грунтах были выявлены собственные формы комплексов. На Почвенной карте РСФСР [1988] масштаба 1:2,5М почвенные комплексы высоких широт представлены детально: 40 единиц легенды.

Пучинно-бугорковатые комплексы свойственны слабо- и умеренно-континентальным тундрам, включают разные варианты пятнистых, пучинно-пятнистых, мелкобугристых и других образований (рис. 4.22, А). Размеры и конфигурация микроповышений варьируют в широких пределах, доля пятен колеблется от 30 до 80%. Голые



Рис. 4.21. Пятна и трещины под органическим горизонтом

пятна размером с тарелку или колесо грузовика могут находиться как на миповышениях (высотой 10–30 см), так и в микроронизнениях 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 пучения могут сопровождаться разрывами органического горизонта или дернины и излиянием минеральной массы; именно таким образом объяснял образование пятнистой тундры В.Н. Сукачев еще в 1911 г. Другой путь образования пятнистых тундр — пучение, рост бугорков и их деградация как следствие изменения микроклиматических условий и нарушений в растительном покрове. Полное разрушение бугорков приводит к образованию деструктивных пятен, которые оказываются ниже соседних, еще не разрушенных или растущих бугорков, и под их защитой начинают зарастать лишайниками и мхами.



А

Б

**Рис. 4.22.** Формы почвенных комплексов: А — пучинно-бугорковатый (округлопятнисто-западинный) с зарастающими пятнами; Б — трещинно-полигонально-валиковый

Трещинно-полигональные комплексы свойственны арктическим тундрам и континентальным тундрам Средней и Восточной Сибири. Они формируются при относительно малом обводнении, быстром и сильном промерзании и неглубоком залегании мерзлоты. Размеры полигонов колеблются от 0,5 до 1 м, превышение над окружающими желобками-трещинами 10–20 см (рис. 4.22, Б). 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 [1946], 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 также пористого сложения, свойственного ее верхней части. Многолетние наблюдения С.В. Губина и А.В. Лупачева в колымских тундрах показали, что водорослевые корочки на пятне при условии стабильности поверхности сменяются протогумусовыми горизонтами в первые 20–30 лет, а полный профиль криозема формируется из бывшего пятна за 50–60 лет [Губин, Лупачев, 2017]<sup>30</sup>.

Среди торфяных болот в типичных и южных тундрах 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»<sup>31</sup>. Наряду с крупнобугристыми, широко распространены плоскобугристые торфяники, в более суровых условиях — полигональные. Размеры торфяных бугров максимальны в южной тундре; в ядрах бугров присутствует мерзлота. 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 растительности сфагновые мхи не преобладают (см. подробнее в разделе 5.3).

Кочкарные формы приурочены к осоково-пушицевым болотам, сильно обводнены и состоят из остатков травянистой растительности и мхов. Иногда кочкарные или мелкобугристые формы сочетаются с полигонально-валиковыми.

### **Региональные особенности почвенного покрова: провинции тундровой области**

Поскольку провинции выделяются несколько по-разному, почвенный покров области рассматривается по четырем крупным регионам (восточноевропейские тундры, западносибирские, среднесибирские — таймырские, северовосточные — якутские и анадырские).

<sup>30</sup> Губин С.В., Лупачев А.В. Роль пятнообразования в формировании и развитии криоземов Приморских низменностей Севера Якутии // Почвоведение. 2017. № 11.

<sup>31</sup> Цит. по: Глинка К.Д. Почвы России и прилегающих стран. М.-Петроград: Государственное издательство, 1923.



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

В основании Кольского полуострова находится древний кристаллический фундамент, перекрытый тонким плащом сильно завалуненной песчанистой морены. Рельеф мелкохолмистый, много выходов гранитов и гнейсов; исключение представляет щелочной массив хибинских тундр, сложенный преимущественно нефелиновыми сиенитами (рис. 4.23). Локальное распространение мерзлоты и относительно мягкий климат обеспечивают преимущественное развитие одного из трех направлений тундрового почвообразования: гумусообразования, которое проявляется в виде накопления гумуса, грубого и иллювиального. Огление имеет подчиненное значение и проявляется в полной мере только в почвах на редких суглинистых участках и в почвах понижений.

Преобладающими почвами северной возвышенной абразионной равнины на мурманском побережье, являются маломощные иллювиально-гумусовые подбуры и «карликовые» подзолы под ерником или чернично-вороничными лишайниково-моховыми тундрами. Встречаются также торфяно-глееземы, грубогумусовые литоземы и скальные выходы.

Тундры полуострова Канин различаются в его северной трети и остальной части в связи с рельефом и породами. Северная часть представляет собой денудированную гряду со следами ледниковой экзарации, сложенную сланцами с участками маломощных щелочистых ледниковых отложений. К ним приурочены лишайниковые и кустарничково-лишайниковые тундры на грубогумусовых литоземах среди скальных выходов. Центральная и южная части полуострова представляют собой аккумулятивные морские террасы и отличаются сильной заболоченностью, которая определяется равнинным рельефом, господством песчано-глинистых

отложений и повышенной влажностью в связи с географическим положением. Болотные почвы — низинные и мерзлотные торфяники — занимают больше половины территории.

Для моренных равнин мало-земельских и большеземельских тундр, расположенных, соответственно, к западу и востоку от Печоры, характерен холмистый и пологоувалистый рельеф. Морены суглинистые, песчано-суглинистые, слабоцебристые. На суглинках и глинах под травяно-кустарничково-моховыми сообществами распространены торфянистые и торфянисто-перегнойные глееземы криотурбированные (рис. 4.24) и криоземы глееватые. Последние входят в состав пучинно-бугорковатых комплексов типичной тундры с почвами пятен и торфянистыми почвами трещин. Пятна — результат пучения с последующей деградацией — зарастают сравнительно быстро.

Полноразвитые почвы южных кустарничковых 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. Цветовая и текстурная дифференциация 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. Различия между почвами на суглинках касаются органических горизонтов (торфянистых или перегнойных), степени оглеенности и наличия почв пятен. Нижние горизонты имеют немного более тяжелый гранулометрический состав, темно-бурую окраску с сизыми и охристыми пятнами, ореховато-призматическую структуру и коричневато-сизые глинистые кутаны. Стадия пятна непродолжительна. На суглинках, в наиболее дренированных позициях были описаны криометаморфические почвы [Тонконогов, 2010; Жангуров и др., 2008].

Болотные почвы образуют обширные



Рис. 4.23. Хибинские тундры



Рис. 4.24. Глеезем перегнойный криотурбированный

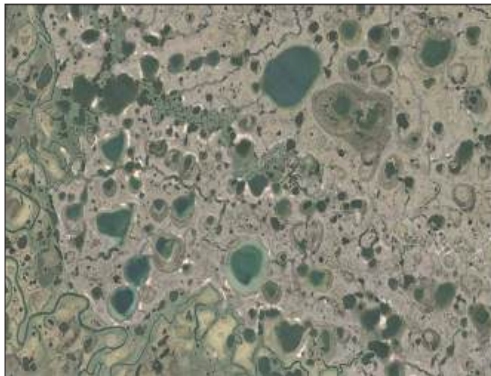
массивы крупно- и плоскобугристых торфяников, местами с торфяными деструктивными почвами. На морских террасах в составе болотных комплексов возрастает доля низинных торфяников.

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



Тундры **Западной Сибири** занимают 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 в центре и на юге слу-

жат морены зырянского оледенения, озерно-аллювиальные пески и суглинки. 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 Ямала и Гыдана имеют пологоволнистый рельеф; много термокарстовых озер (рис. 4.25).



**Рис. 4.25.** Фрагмент космического снимка на центральную часть Ямала

В центре Ямала тянется полоса песков, местами развеваемых.

Для арктических тундр на суглинках характерны нанополигональные комплексы с длительно существующими пятнами. Пятна-полигоны не всегда четко выражены; комплексы слабо контрастны: арктотундровые слабоглеевые (глееземы криотурбированные) и почвы пятен, иногда карбонатные, сменяются в микропонижениях глееземами

торфянисто-перегнойными. На озерно-иллювиальных песках распространены иллювиально-гумусовые подбуры, а в понижениях и на приморской равнине — полигонально-валиковые комплексы глееземов и почв пятен; в северной части Ямала в пятнах аккумулируются соли.

Типичные тундры Ямала и Гыдана с перегнойно- и торфяно-глееземами в целом сходны с большеземельскими тундрами, отличаясь от них бóльшим участием трещинно-полигональных комплексов, низинных болот, а также иллювиально-гумусовых подбуров на легких породах в условиях максимально возможного дренажа.

На Ямале в условиях обычного для типичных тундр увлажнения, на песках и супесях формируются глееземы с сизовато-серым монотонным профилем (рис. 4.26). Состав и формы болотных комплексов разнообразны: комплексы под пушициево-осоковыми и осоково-сфагновыми сообществами образованы иллювиально-гумусовыми торфяно- и торфянисто-глееземами. Много болот низинного типа с близкой мерзлотой: мочажинные, бугристо- и грядово-мочажинные, полигональные, кочкарные [Тонконогов, 1977]<sup>32</sup> с участием перегнойных глееземов. Крупные торфяные бугры около 1 м высотой и более 10 м в поперечнике разбиты на полигоны с деструктивными торфяниками (см. раздел 5.3). Ареалы иллювиально-гумусовых подзолов и подбуров встречаются на песках в центральной части Ямала, на Гыдане — на востоке и юге полуострова. Еще в 60-е гг. XX в. было замечено [Иванова, 1962; Ливеровский, Ливеровская, 1970], а впоследствии подтверждено В.Д. Тонконовым [1977], что суглинистые гыданские тундровые почвы имеют менее кислую реакцию, более высокую степень насыщенности основаниями с повышенной долей магния по сравнению с Ямальскими аналогами; соответственно их верхние горизонты являются перегнойными.

На южном побережье Обской губы, в низовьях Таза и Пура, особенно характерны крупные торфяные бугры с ледяными ядрами, занимающие огромные площади. К участкам с минеральными грунтами приурочены глееземы дифференцированные (элювиально-глеевые почвы) в мелкобугорковатых комплексах с почвами пятен и торфяно-глеевыми почвами понижений. Приенисейская часть менее заболочена в обеих подзонах тундр.

Континентальные тундры **Средней Сибири (Таймырские)** представлены горными вариантами на горах Бырранга и равнинными — на



Рис. 4.26. Глеезем на легких слоистых отложениях

<sup>32</sup> Тонконогов В.Д. Почвенный покров / Ямало-Гыданская область (физико-географическая характеристика). Л.: Гидрометеиздат, 1977.



Северо-Сибирской низменности. Горные хребты и платообразные увалы высотой до 1000 м с ледниково-экскарированными формами переходят на севере в серию морских террас; многочисленны и разнообразны формы физического выветрива-

ния коренных пород и их мерзлотной сортировки. Арктические тундры северной части Таймыра выделяются среди арктических тундр других провинций особо суровыми условиями (рис. 3.1, 3.2, 3.3); растительность представлена редкими и угнетенными группировками дриады, кустарниковой ивы. Горные лишайниковые арктические тундры образуют высотный пояс гор Бырранга. Широкое распространение выходов плотных пород и мерзлотных щебнистых образований определяет крайнюю фрагментарность примитивных почв — петроземов и литоземов.

Равнинная часть располагается в пределах Северо-Сибирской низменности, имеет холмисто-увалистый рельеф с беспорядочными скоплениями песчаных гряд и бугров, озер, термокарстовых западин и моренных холмов, останцов древнеозерных поверхностей, пинго. Почвообразующие породы представлены моренными, озерными, аллювиальными отложениями, причем суглинистые рыхлые породы имеют две характерные особенности, связанные с их происхождением. В.Д. Васильевская [1980] в монографии о почвах Северо-Сибирской низменности подчеркивает эти черты как важные для понимания специфики почв. Во-первых, в гранулометрическом составе суглинков много ила и мало пыли, во-вторых, в минералогическом составе много дериватов средних и основных пород. Обе особенности являются следствием аккумуляции в отложениях низменности материала с возвышающегося над ней Средне-сибирского 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, в составе глинистых минералов почв и пород вблизи северного уступа плоскогорья

сметиты составляют 70–80%, тогда как в почвах центральной части Таймыра их доля снижается до 40–50% (что тоже немало!). Илистый материал, образованный в ходе выветривания основных пород на плоскогорье, аккумулируется в отложениях на низменности; кроме того, не исключены процессы трансформации первичных силикатов в обломках основных пород. Вероятно, климатический потенциал таймырских тундр способен обеспечивать протекание этих процессов. По оценке В.Д. Васильевской, лето в них теплее, чем в других тундрах на фоне исключительно холодных зим.

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 с ольховым ерником занимают полосу шириной всего 100–150 км, сужающуюся к востоку. Распространены также кочкарные пушичники с участием осок и злаков, причем в очень теплые годы злаки растут настолько активно, что такие тундры называют дерновинными. Особенности климата рассматриваются в географо-генетических представлениях как фациальные [Добровольский, Урусевская, 1984, 2004], проявляющиеся в элементах гумусо-аккумулятивного почвообразования, которому способствует региональная специфика минералогического состава материнских пород.

В результате почвы таймырских тундр выделяются развитым (для тундровых условий!) гумусовым (не органическим) горизонтом, так что автономные почвы типичной и южной тундры были названы В.Д. Васильевской [1980] тундровыми гумусными глееватыми (рис. 4.27). Напомним, что они приурочены к самым дренаруемым позициям и к суглинкам, среди которых встречаются и карбонатные. Как и в большинстве континентальных тундр, в ареалах тундровых гумусных глееватых почв преобладают трещинно-нано-полигональные комплексы с разнотравно-кустарничково-мохово-лишайниковым покровом, наряду с бугорковатыми пушицево-мохово-кустарничковыми.



Рис. 4.27. Гумусная слабо глееватая почва



Рис. 4.28. Глеезем перегнойный криотурбированный в полигонально-валиковом комплексе



**Рис. 4.29.** Скопление щебня в профиле надолдом

Во всех случаях комплексность почвенного покрова выражена ясно; 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 мало мощный горизонт с охристо-ржавыми пятнами подстилается ярким почти синим глеевым [Васильевская, 1980].

Озерные котловины, межхолмовые понижения и речные террасы заняты плоскобугристыми торфяными болотами. Между буграми высотой 30–60 см и площадью 7–15 м<sup>2</sup> располагаются обводненные понижения. Осоково-пушицевые болота пойм и термокарстовых западин имеют полигонально-валиковый нанорельеф с высотой валиков 15–20 см и глубиной трещин 30–40 см (рис. 4.28). Однако в сравнении с другими тундрами площади болотных почв здесь невелики, что объясняется высокой степенью континентальности климата. В почвах на щебнисто-мелкоземистых породах иногда отмечается внутрипрофильная криогенная сортировка материала (рис. 4.29).

**Северо-восточные** тундры занимают Приморскую низменность и включают *яно-индигирские, колымские* и тундры Ляховских островов, а также *анадырские*.



За исключением последних, тундры имеют много общего с таймырскими, но уникальны как самые суровые и континентальные в мире [Караваева, 1969]. Они изучены значительно меньше, чем рассмотренные ранее провинции, тем не менее можно отметить их общие особенности: наличие только двух подзон — арктической и типичной;

распространенность жильных льдов, термокарста, солифлюкции; контрастность ландшафтов — условно автономных пятнисто-нанополигональных тундр с криоземами на пылеватых суглинках полигональных болот, озерных и пойменных комплексов. Колебания климата в голоцене оказали заметное влияние на свойства почв и отложений [Губин, Лупачев, 2012].

Однообразии рельефа внепойменных пространств слабоволнистой или плоской Приморской низменности нарушается наличием останцов (высотой 15–60 м) среднеплейстоценовой озерно-аллювиальной равнины. Они сложены пылеватыми суглинками, содержат мощные жильные льды, остатки деревьев и крупных млекопитающих<sup>33</sup> (рис. 4.30). Их местное название «ёдомы» вошло в научную литературу для обозначения не только своеобразных морфоструктур и отложений, но и комплекса палеогеографических и современных ландшафтных явлений. Едомы были названы И.А. Соколовым гляциопедолитами [1997], что означает их формирование одновременно с протекающими процессами ледово-лёссового криолитогенеза и почвообразования. Некоторыми исследователями [Томирдиаро, Губиным, Наумовым] доказывается сходство условий формирования едомных толщ, часто с погребенными почвами, с перигляциальными обстановками, что предопределило и особенности современного почвообразования. По мнению С.В. Губина [1987], в почвах едом устойчиво законсервированы признаки иного голоценового почвообразования.

Арктические мохово-лишайниковые тундры представлены следующими вариантами: пятнисто- и трещинно-нанополигональными, байдже-раховыми и примитивными на выходах плотных пород. Очень большие площади (от 30 до 80%) приходятся на пятна. Характерными чертами арктотундровых почв Н.А. Караваева [1969] считает гомогенность профиля, слабые проявления оглеения, локализованные в 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 подчеркивается однородность минерального профиля, его криотурбированность, незначительность глеевых признаков на фоне высокой влажности.

На примере типичных тундр Северной Якутии И.А. Соколов [1980] обосновал представление о «криоморфном неглеевом почвообразовании» в континентальных тундрах и северной тайге. Оно было реализовано в выделении *криоземов*, объединивших прежние скрытоглеевые, аркто-

<sup>33</sup> Примером служит хорошо известный «мамонтенок Дима».

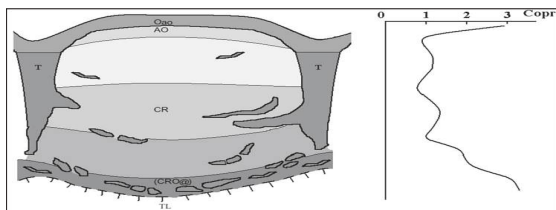


**Рис. 4.30.** Пустоты (пещеры), образующиеся в результате извлечения костей мамонтов из мерзлых толщ, в обрыве

тундровые, гомогенно-глеевые, а также мерзлотно-таежные, бурые неоподзоленные и другие почвы, кроме тундрово-глеевых (см. гл. 5). В качестве основных причин минимального развития оглеения И.А. Соколовым названы холодный климат и близость мерзлоты, определяющие насыщенность почвенных растворов кислородом, низкую биологическую активность, а также педотурбации и образова-

ние трещин, улучшающие аэрацию почвенной толщи. Некоторые из причин отсутствия глеевых признаков криоземов связаны с особенностями едомных отложений. Типичные криоземы региона 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.

Различные варианты распределения растительных остатков в профилях криоземов Колымской низменности подробно изучались С.В. Губиным и А.В. Лупачевым [2018]<sup>34</sup> в связи с интенсивностью криотурбаций. Во всех случаях живые корни проникают по трещинам между полигонами, заполненным торфом, до кровли мерзлоты, где распространяются в горизонтальном направлении (рис. 4.31). Выделения живых корней, разлагающиеся остатки растений и торф обеспечивают накопление органических соединений над мерзлотой, что следует из профильной кривой распределения  $C_{орг}$ . Это явление С.В. Губин и А.В. Лупачев предлагают рассматривать как особый горизонт CRO



**Рис. 4.31.** Профиль полигона с трещинами по краям, заполненными органическим материалом, который также рассеян в минеральных горизонтах и накапливается над мерзлотой. Справа — кривая  $C_{орг}$ , % [Губин, Лупачев, 2018]

<sup>34</sup> Губин С.В., Лупачев А.В. Надмерзлотные горизонты аккумуляции грубого органического вещества в криоземах тундр Севера Якутии: генезис, диагностические признаки и свойства, проблемы классификации // Почвоведение. 2018. № 7.

(или признак *cro*) — органо-надмерзлотно-аккумулятивный.

Байджераховые тундры на протаивающих мощных жильных льдах встречаются только в Северной Якутии, они очень динамичны и развиваются в связи с термоэрозией, аккумуляцией и просадками (рис. 4.32). Почвы собственно байджерахов относятся к криоземам, с различной степенью гумусированности и признаками смыва–намыва (арктотундровым слабogleевым гумусным).

Торфонакопление в переувлажненных почвах протекает неинтенсивно, о чем говорит малая мощность торфа даже в самых благоприятных условиях — 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 почвообразования, а также малым, в отличие от криоземов, развитием криотурбаций. Анадырские тундры занимают низкие 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, высокая влажность воздуха) определяет переувлажнение 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 торфяно-глееземах; кочки бывают разделены открытой водой.

На юге ареала 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



*Рис. 4.32. Байджерахи — реликтовые бугры, сформировавшиеся в результате протайки подземных льдов, в том числе жильных*

сдвигу рН в сторону дополнительного подкисления торфяных и грубогумусовых горизонтов, а также повышенному содержанию алюминия в минеральных горизонтах [Оганесян, Сусекова, 1997].

Спорным географо-генетическим вопросом в этом регионе является вопрос о существовании здесь почв с текстурно-дифференцированным профилем, соответствующих глееземам дифференцированным восточно-европейских 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 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 (подбурь?), в более южных хребтах, по наблюдениям Я.Г. Бельтюковой [1994], — дерново-торфянистые и дерновые литоземы.

Таким образом, для почв и почвенного покрова тундровой области характерны:

- динамичность почв и почвенного покрова в связи с криогенными процессами;
- малая мощность деятельного слоя — в среднем до 1 м;
- господство криоземов и глееземов, переходных между ними почв на суглинках, подбуров на песках в равнинных тундрах;
- два механизма формирования криогенных пятен — путем пучения и излияния с последующими процессами зарастания;
- широкое распространение почвенных комплексов, как в минеральных, так и в органических почвах;
- тенденция дифференциации геометрических форм комплексов в минеральных почвах в зависимости от степени континентальности климата: пучинно-бугорковатых и трещинно-полигональных, соответственно, в европейских и сибирских тундрах;
- проявление провинциальных различий между равнинными тундрами в составе почвенного покрова и особенностях криогенных комплексов.

## ГЛАВА 5

### БОРЕАЛЬНЫЕ ТАЕЖНЫЕ ОБЛАСТИ. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ УСЛОВИЙ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ. ПРОЦЕССЫ. СВОЙСТВА ПОЧВ



В почвах бореальных таежных областей на всем огромном пространстве почвообразовательные процессы образуют разные комбинации, создавая многообразие почв, дифференциация почвенного покрова определяется породами и дренированностью территории, а в климатических и биологических факторах почвообразования имеется много общего. Антропогенные воздействия на почвы локальны, но существенны и в основном связаны с добычей полезных ископаемых. Небольшие по результатам, но значительные по площади изменения почв вызваны лесными пожарами. Сельскохозяйственные земли занимают ничтожно малые площади.

Почти все области располагаются в условиях повышенного атмосферного увлажнения с  $K_{увл}$ , превышающем 1, при большем или меньшем дефиците тепла. Сумма активных температур составляет  $600-1600^\circ$ , продолжительность периода со среднесуточными температурами выше  $10^\circ\text{C}$  колеблется от 110–115 дней на западе до 75–90 дней на востоке (рис. 3.1, 3.2).

В почвообразовании везде имеют место продолжительный зимний перерыв с глубоким промерзанием почв и активная влажная летняя-раннеосенняя фаза, когда происходит полное промачивание почвенной толщи (рис. 3.3, 3.4). Следовательно, отчетливо выражен промывной тип водного режима; он сочетается с периодическим поверхностным заставиванием влаги при благоприятных литолого-геоморфологических условиях. Как и в тундровых областях, избыточному увлажнению срединных

и нижних горизонтов почв способствует мерзлота, залегающая обычно глубже 1–1,5 м, т.е. у нижней границы почвенного профиля или за его пределами. Восточнее Енисея многолетняя мерзлота имеет сплошное распространение на рыхлых отложениях, в Западной Сибири и на Крайнем Севере европейской России — островное. В немерзлотных частях областей переувлажнение нижних почвенных горизонтов связано с глубоким промерзанием и поздним оттаиванием.

Рельеф и почвообразующие породы определяют индивидуальность шести бореальных таежных областей, и они весьма контрастны: от низких равнин до плоскогорий и гор, от кварцевых песков и карбонатных глин до изверженных пород и вулканических пеплов, кислых и основных. Разнообразие почвообразующих пород, преобладающих в каждой из шести бореальных таежных областей, в общем виде представлено в табл. 5.1.

Таблица 5.1

**Преобладающие почвообразующие породы в таежных областях  
(экспертная оценка)**

Почвообразующие породы	Таежные области					
	Северо-Европейская (Карельская)	Восточно-Европейская	Западно-Сибирская	Средне-Сибирская	Восточно-Сибирская	Камчатско-Курильская
Суглинистые	+	++++++	+++	+	+	
Песчаные/ супесчаные	++++	+++	++++++		++	+
Плотные кислые	++++			++	++++	+
Плотные основные				++++	+	+++
Плотные карбонатные		+		+++	+	
Вулканические пеплы						++++

В отличие от рельефа и пород, биота как фактор почвообразования относительно однообразна для столь обширных территорий. Растительность — хвойные моховые леса, ельники с сосной и пихтой в европейской части, и лиственничники в сибирской. Хвойные леса на равнинах и в прегорьях быстро сменяются лиственничными или сосновыми редколесьями с кустарниками, березовым, ольховым или кедровым криволесьем и стланиками, переходящими в горные тундры и «гольцы» [Зоны и типы ..., 1999; рис. 3.5].

Почвообразование в автономных позициях протекает при поступлении, преимущественно поверхностном, небольшого объема медленно разлагающихся, малозольных органических остатков. Заторможенность и невысокая емкость биологического круговорота, бедность и низкая активность почвенной биоты в сочетании с недостатком тепла и избытком влаги определяют главные тренды почвообразовательных процессов. К ним относятся: вынос и перераспределение вещества в профиле в результате кислотного гидролиза и/или лессиважа, ограниченное преобразование растительных остатков, частично сохраняющихся в форме органических горизонтов, образовании кислых агрессивных растворов. Основа теории кислотного гидролиза изложена в классической монографии А.А. Роде «Подзолообразовательный процесс» [1947].

В автономных позициях на бескарбонатных породах формируются кислые грубогумусовые, торфянистые или сухоторфянистые почвы с насыщенным поглощающим комплексом, с повышенным содержанием несиликатных форм алюминия и железа. Поведение последнего — типоморфного элемента в таежной зоне — влияет на морфологические и геохимические свойства почв. Промывной водный режим обеспечивает перемещение не только подвижных соединений Fe и Al, но и твердофазных тонких частиц (лессиваж). Следовательно, в автономных почвах развивается элювиально-иллювиальная дифференциация профиля — хемогенная или текстурная, которая жестко разграничивает почвы во всех бореальных таежных областях. Реализация одного из этих направлений дифференциации профиля в рамках, допускаемых почвообразующим потенциалом климата и биоты, зависит от состава пород и внутрипрофильного дренажа [Дюшофур, 1965; Таргульян, 1971; Тонконогов, 2010]. Так, при свободном внутрипрофильном дренаже формируются *альфегумусовые* почвы, при затрудненном — *глинисто-* или *текстурно-дифференцированные*. Соответственно, к легким субстратам — песчаным, гравелистым, щебнистому элювию плотных пород, тяготеют альфегумусовые почвы с хемогенной дифференциацией профиля, к суглинкам — глинисто- или текстурно-дифференцированные почвы (рис. 5.1). Последние представлены многими типами почв как в бореальных таежных областях, так и за их пределами. Между текстурно-дифференцированными и альфегумусовыми почвами существуют и переходные образования, например подзолистые почвы с вложенным альфегумусовым микропрофилем (субпрофилем).

*Альфегумусовые почвы* разделяются на *подбуры*<sup>35</sup> и *подзолы* по проявлениям элювиально-иллювиальной дифференциации почвенного

<sup>35</sup> Название почвы «подбур» было предложено В.О. Таргульяном по аналогии с термином «подзол» для альфегумусовых почв с бурым, морфологически слабо дифференцированным профилем, напоминающим профиль бурых лесных почв.

профиля, которая зависит от минералогических особенностей материнских пород — богатства или бедности их основаниями. На дериватах основных и средних изверженных или метаморфических пород и полиминеральных песках формируются подбуры, на бедных кварцевых песках — подзолы.



Рис. 5.1. Генетические группы почв бореальных таежных областей

Различия между текстурно-дифференцированными почвами таежных областей морфологически проявляются в характере дифференциации профиля, однако она зависит не столько от химизма пород, 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 таежные глееземы Западной Сибири.

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 подзолистыми оглеенными — во втором.

Среди таежных автономных почв имеются почвы с недифференцированным профилем, где климатический профиледифференцирующий потенциал почвообразования не реализуется в связи с химизмом пород и почв либо по причинам ослабления радиальной миграции. Химическим ограничением дифференциации профиля являются свойства карбонатных осадочных и основных изверженных пород, свежих пеплов; механическими ограничениями — крутые склоны или регулярные мерзлотные нарушения, иногда ветровалы. В ряде областей большие площади заняты собственно литогенными почвами — литоземами и петроземами.

Тенденция к атмосферному заболачиванию проявляется на плоских поверхностях и глинистых субстратах, в почвах со слабопроницаемым иллювиальным горизонтом или в почвах на двучленных отложениях. Почвы понижений всегда избыточно увлажнены. На слабо дренированных равнинах и в подчиненных позициях часто формируются органические почвы: торфяные, торфяно-глеевые, перегнойно-торфяно-глеевые и торфяники. К подчиненным ландшафтам приурочены эутрофные торфяные почвы. В поймах рек и на озерных террасах нередко заболоченные почвы, сочетающиеся с гумусовыми аллювиальными, слабокислыми и нейтральными, что существенно отличает их от большей части автономных почв. Различия в свойствах почв автономных и подчиненных геохимических ландшафтов в бореальных таежных областях значительны по сравнению с почвами других областей.

Криогенные процессы проявляются по-разному в суглинистых, щебнисто-суглинистых и песчаных почвах и в разных областях. В таежных почвах европейской России они чаще оказываются дополнительными к профилеформирующим процессам, в сибирских почвах они выступают как основные в криоземах, отчасти в криометаморфических и криоаридных почвах.

Положение различных почв, распространенных в бореальных таежных областях в поле условий увлажнения и трофности условно представлено на рис. 5.2.

К общим чертам почв бореальных таежных областей можно отнести их крайне ограниченные возможности сельскохозяйственного использования, низкое плодородие, небольшой набор экосистемных функций и малую устойчивость к техногенным воздействиям.

Исходя из вышеизложенных соображений о сходстве процессов и факторов почвообразования и закономерностей строения почвенного покрова, огромные пространства бореальных таежных территорий рассматриваются как единая общность включающая традиционные подзоны тайги:

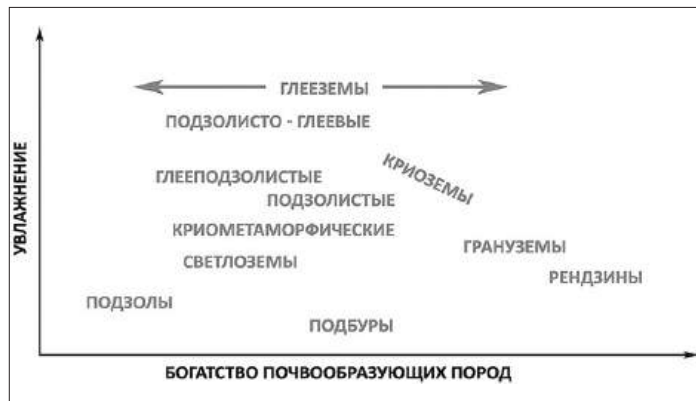


Рис. 5.2. Зависимости между почвами и условиями среды: увлажнением и богатством почвообразующих пород

северную (с лесотундрой) и среднюю; общность разделяется на шесть почвенно-географических областей. Области различаются составом и строением почвенного покрова вследствие особых комбинаций факторов почвообразования, спецификой проявления почвообразовательных процессов, например альфегумусового или глеевого, а также мерзлотными режимами, следовательно, формами почвенного криогенеза.

В почвенном покрове **Восточно-Европейской** и **Западно-Сибирской** равнинных областей в составе и свойствах автономных почв слабо проявляются широтно-зональные и фациальные закономерности, более отчетливы различия в распределении различных подзолов и текстурно-дифференцированных почв в зависимости от дренированности территории. Индивидуальность Западно-Сибирской области традиционно оценивается по исключительно высокой заболоченности — заторфованности. Особенности **Северо-Европейской (Карельской)** области связаны с ее положением на Балтийском кристаллическом щите и господством ледниково-экзарационных ландшафтов. В **Средней** и **Восточной Сибири** на фоне резкоконтинентального климата, литолого-геоморфологических и неявных широтно-зональных закономерностей выражена высотно-зональная дифференциация почвенного покрова. В **Камчатско-Курильской** области почвенный покров и свойства почв тесно связаны с вулканическими пеплами.

### *Подзолы, катенарные закономерности и провинциальные особенности*

Наиболее яркими представителями почв таежных областей, «визитной карточкой», принято считать подзолы отдела альфегумусовых почв, встречающиеся во всех таежных областях.

На рисунках 5.3 и 5.4 схематически показаны две группы закономерностей в распределении различных подзолов: катенарные (картина горизонтов) и общие фациальные (условное строение почвенных профилей в разных областях).

На схеме (рис. 5.3) дается максимально возможная катена подзолов. Реальные катены могут быть менее полными: некоторые их компоненты могут отсутствовать; ряды могут по тем или иным причинам начинаться ниже или заканчиваться раньше. В условиях большего локального увлажнения в катене отсутствуют самые «сухие» иллювиально-железистые подзолы, и катены могут заканчиваться болотными почвами или иллювиально-гумусовыми оглеенными подзолами с признаками оруденения.

В катене прослеживаются закономерные изменения характера и мощности диагностических горизонтов подзолов. Вниз по склону грубогумусовый горизонт (АО) сменяется торфяным (Т) с нарастающей мощностью, подзолистый горизонт (Е) наиболее отчетлив в среднем

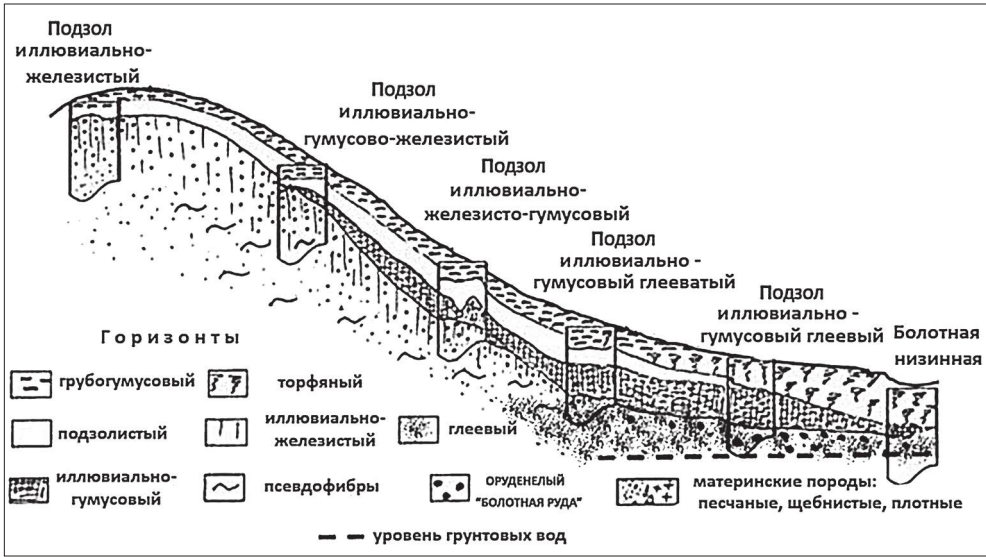


Рис. 5.3. Идеальная полная catena подзолов

компоненте катены, т.к. в верхнем компоненте недостаточно влаги, а в нижнем он маскируется подвижным органическим веществом из органического горизонта. Альфегумусовый горизонт (BHF) представлен разными модификациями — от иллювиально-железистой (BF) до иллювиально-гумусовой (BH), и эта смена соответствует усилению оглеения вниз по катене.

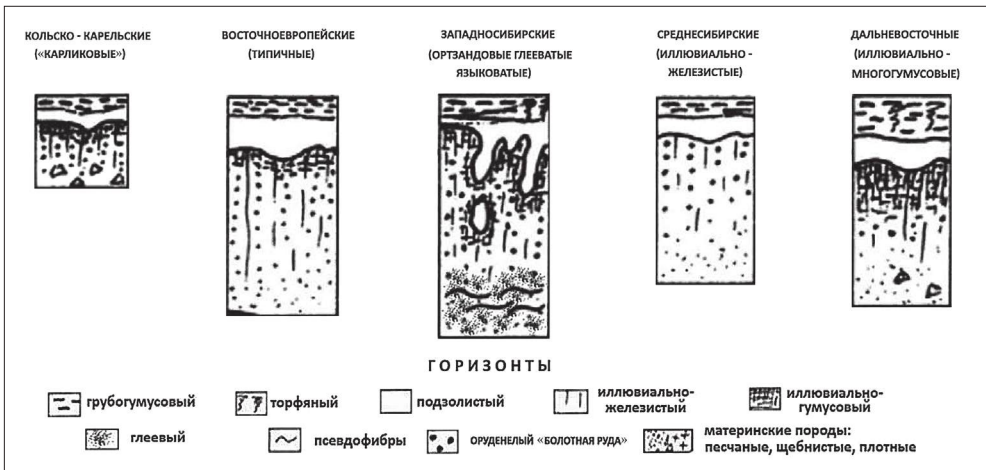


Рис. 5.4. Провинциальные варианты подзолов автономных позиций

Фациальные тренды представлены схемами профилей автономных подзолов — условно первых автономных компонентов катены (рис. 5.4).

Эталонном служит восточноевропейский иллювиально-(гумусово-)железистый подзол. Для западных кольских и карельских подзолов обычно отмечается их малая мощность и иллювиально-железисто-гумусовая модификация; оба свойства определяются плотной породой и влажным климатом. Особенности западносибирских подзолов — наличие ортзандов, глееватость, языковатость, отражают слоистость песчаных пород, переувлажнение, криогенные процессы. В Средней Сибири развитие альфегумусового процесса (иллювиально-железистой модификации с малым содержанием гумуса) ограничивается континентальностью климата, в противоположность дальневосточным иллювиально-многогумусовым подзолам на легких щебнистых породах в условиях муссонного климата.

Следует, однако, заметить, что обе группы закономерностей не являются абсолютно жесткими и проявляются на фоне локальных и региональных особенностей территории.

### 5.1. Северо-Европейская (Карельская) область



Среди бореальных таежных областей Северо-Европейская область отличается умеренно влажным климатом, отсутствием многолетнемерзлых пород, молодым мелкопересеченным ледниковым рельефом. Многочисленные озерные котловины, как и другие формы рельефа и гидросеть, ориентированы по движению ледника, с северо-запада на юго-восток.

Почвы формируются на маломощных щебнисто-супесчаных отложениях, перемежающихся с выходами пород Балтийского щита и озерными глинами.

## **Условия почвообразования, их подзональные различия. Литогенный фактор**

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 колеблется в пределах 15–18°С. В отношении запасов тепла в почве различия между северной и юго-западной частями области существенны. 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)<sup>36</sup>.

Гумидности климата соответствует большое количество озер и болот, занимающих около трети территории. Однако почвы на вершинах и склонах холмов и гряд не испытывают переувлажнения в силу легкого гранулометрического состава мелкозема и щебнистости.

Рельеф области грядово-холмисто-равнинный, с превышениями 10–20 м. Западная возвышенная часть представляет собой холмисто-грядовую структурно-денудационную равнину с абсолютными высотами 150–200 м, центральная часть (высоты 100–150 м) — цокольные увалистые равнины с маломощной основной мореной, моренными холмами и грядами. Невысокие округлые и вытянутые холмы и гряды представляют собой камы, озы, конечные морены и специфические карельские сельги — гряды с ядром из скальных пород, перекрытым тонким щебнисто-супесчаным плащом. Много скальных выходов, сглаженных ледником, называемых иногда бараными лбами, больших валунов даже в озерных низинах (рис. 5.5, 5.6, 5.7, 5.8).



**Рис. 5.5.** «Бараний лоб»



**Рис. 5.6.** Валуны  
в карельских лесах



**Рис. 5.7.** Валуны в озерной  
низине

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%.

<sup>36</sup> Атлас Карельской АССР. М.: ГУГК, 1989.



**Рис. 5.8.** Каменная пирамидка в озерной низине

Морены сильно завалунены; на севере области крупнообломочный материал занимает более половины мелкоземистой массы морены, на юге процессы выветривания снижают его участие до четверти. Преобладают валуны гранитов и гранитогайсов, встречаются обломки амфиболитов, габбро. Морены разного гранулометрического состава (от песков до легких суглинков) имеют близкий валовой состав со

средним содержанием оксидов алюминия и железа 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 тоже имеют богатый минералогический состав: кроме кварца и полевых шпатов, присутствуют мусковит, роговая обманка, эпидот. Как правило, пески содержат гравий и гальку. В Заонежье встречаются выходы шунгитов — протерозойских черных углистых сланцев, называвшихся раньше аспидным камнем и содержащих серу. Локально распространены темноцветные щебнисто-суглинистые морены, обогащенные шунгитами. Ленточные глины озерных низин — Шуйской, Ладвинской, Корзинской и Олонецкой — содержат всего 10–20% ила и 30–40% пыли, но отличаются исключительно плохой фильтрацией в связи с горизонтальной слоистостью и плотной упаковкой тонких частиц (рис. 5.9).

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 осиной и ольхой. Озерные низины



**Рис. 5.9.** Ленточная глина под микроскопом, увеличение 20+. Плотная упаковка частиц разного размера; светлые слои — песчаные, яркие бурые — глинистые

с заболоченными елово-мелколиственными политриховыми и сфагновыми лесами частично осушены и используются как луга и сенокосы (с подсевом трав). Они являются основными сельскохозяйственными землями в Карелии, хотя занимают всего 2–3% площади; для сравнения: на лесные подзолы приходится 50–60%, на болота 20–30% [Почвенный покров..., 2001].

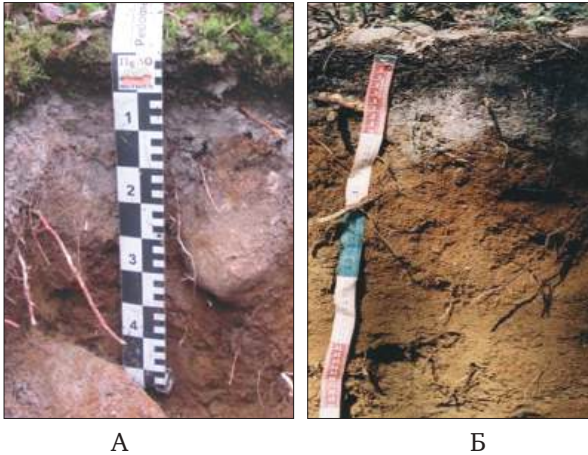
В лесной растительности Карельской области отчетливы подзональные различия, скорее количественные, чем качественные. Так, в «средних» условиях атмосферного увлажнения кустарничково-моховые сосняки северной тайги разрежены, низкорослы, имеют низкий класс бонитета, малый прирост, заторможенный и малоемкий биологический круговорот. В нижнем ярусе присутствуют растения южной тундры или олиготрофных болот: голубика, багульник, водяника и вороника (шикша). Число видов свидетельствует о флористической бедности северной тайги Карелии по сравнению со средней тайгой: 600 и 900 соответственно [Морозова, 1991]. В средней тайге, на супесях 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 четыре–пять 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, их больше на востоке области.

Итак, весь комплекс условий почвообразования благоприятен для развития альфегумусовых подзолов (прохладный влажный климат, хвойные моховые леса, легкие породы, большей частью кислого состава, хороший внутрипрофильный дренаж), образующих сочетания с болотными почвами в нижних частях мезокатен.

### ***Подзолы и мезоструктуры с подзолами***

Карелия — «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 годы. Еще раньше, в начале XX века, подзолы были описаны классиком финского почвоведения Б. Аарнио. Позднее исследования карельских подзолов было обращено к деталям подзолообразования, их лесорастительным свойствам и корреляциям с типами леса. Рассмотрим общие черты подзолов области, их подзональную специфику и проявления катенарных закономерностей (рис. 5.2; 5.10).



**Рис.5.10.** Подзолы иллювиально-железистые в южной части области на морене (А) и озерных супесчаных отложениях (Б)

Во всех подзолах хемотропная элювиально-иллювиальная дифференциация профиля, или «истинное подзолообразование», резко выражено: профили подзолов контрастные, яркие, с четкими, часто с неровными границами горизонтов и небольшой их мощностью. Подзолистый горизонт (Е), образованный в результате селективного выветривания первичных минералов и снятия органо-железистых пленок с зерен кварца и полевых шпатов, имеет белесую, почти белую окраску. Хорошо выражены иллювиально-железистый и/или иллювиально-железисто-гумусовый горизонты (ВНФ).

Контрастность профиля и его относительно малая мощность являются следствием минералогического богатства почвообразующих пород. Активный кислотный гидролиз в верхней части профиля сочетается с быстрым осаждением органо-минеральных соединений в результате их физико-химической иммобилизации в условиях окислительного режима и высокого содержания оснований в породе.

Подстилка, грубогумусовый или торфяной горизонт отличаются меньшей кислотностью по сравнению с минеральными горизонтами подзолов за счет биогенного накопления оснований.

Степень насыщенности колеблется около 50% в верхних горизонтах и увеличивается книзу. Состав гумуса резко фульватный: отношение С<sub>гк</sub>/С<sub>фк</sub> около 0,2. Содержание гумуса возрастает в альфегумусовом горизонте во всех подзолах и служит критерием их разделения на виды: иллювиально-железистые (<1,5%), иллювиально-гумусово-железистые (1,5–3%), иллювиально-железисто-гумусовые (3–5%) и иллювиально-гумусовые (>5%).

Физико-химические свойства подзолов свидетельствуют о высокой интенсивности 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

почв сохраняется много первичных минералов. Другими словами, формирование подзолов обеспечивается биоклиматическим потенциалом территории и преимущественно кислым составом почвообразующих пород.

Наличие полевых шпатов, рудных, темноцветных и других минералов, частично смещает альфегумусовое почвообразование в сторону подбуров (рис. 5.11.). Можно предположить, что климат оказывается все же слишком мягким и влажным для развития подбуров, которые встречаются локально в наиболее дренированных позициях и занимают всего 0,2% площади области. В юго-западной части области и на Карельском перешейке выделяют грубогумусовые буроземы, близкие по свойствам подбурам [Почвенная карта..., 1988; Морозова, 1991; Почвенный покров..., 2001].



Рис. 5.11. Подбур

В почвенном покрове подзональные различия выражены 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 — интенсивное иллювиирование гумуса в северотаежных подзолах. Здесь преобладают иллювиально-железисто-гумусовые и иллювиально-гумусовые подзолы.

В Карелии отчетливо прослеживаются связи между типами леса и почвами на склонах камов, озов и сельг (табл. 5.2). С возрастанием увлажнения вниз по катене происходит закономерная смена иллювиально-железистых подзолов иллювиально-гумусово-железистыми, иллювиально-железисто-гумусовыми, затем иллювиально-гумусовыми (оглеенными) и торфян(ист)о-глеевыми. Эта катенарная структура выражена тем лучше, чем больше мощность и однородность песчаных отложений.

В Карелии отчетливо прослеживаются связи между типами леса и почвами на склонах камов, озов и сельг (табл. 5.2). С возрастанием увлажнения вниз по катене происходит закономерная смена иллювиально-железистых подзолов иллювиально-гумусово-железистыми, иллювиально-железисто-гумусовыми, затем иллювиально-гумусовыми (оглеенными) и торфян(ист)о-глеевыми. Эта катенарная структура выражена тем лучше, чем больше мощность и однородность песчаных отложений.

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 подстилания морскими глинами), болота занимают почти половину территории, упрощается состав катен: иллювиально-железисто-гумусовые и иллювиально-гумусовые подзолы чередуются с

верховыми и переходными болотами. На Западно-Карельской возвышенности и южной части гряды Маанселькя вершины заняты литоземами, чередующимися с выходами плотных пород, склоны — железистыми и железисто-гумусовыми подзолами, понижения — торфяными почвами. В почвенных сочетаниях пониженных слабовсхолмленных моренных и озерных равнин центра области господствуют иллювиально-гумусово-железистые и иллювиально-гумусовые подзолы, часто оглеенные, и почвы низинных болот.

Таблица 5.2

**Почвы и типы леса [по Морозовой, 1982]**

Тип леса	Почва	Формула профиля*
Сосняк вересковый или брусничный	Подзол иллювиально-железистый	O—E—BF—BC—C
Сосняк черничный свежий	Подзол иллювиально-гумусово-железистый	O1—O2—E—BH—BF—C
Сосняк черничный влажный	Подзол иллювиально-железисто-гумусовый	O1—O2—E—BH—BF—C
Сосняк кустарничково-долгомошный	Подзол торфянистый иллювиально-гумусовый	O1—O2—T—E—BH—C
Сосняк багульниково-сфагновый	Торфяная переходная (мезотрофная)	O1—O2—TM

\*Авторские индексы горизонтов интерпретированы в индексах «Классификации ...» [2004].

**Болотные и литогенные почвы**

Второе место после подзолов в составе почвенного покрова Карельской области занимают торфяные почвы болот. Мощность торфяной залежи невелика — 1–2 м, при колебаниях от 0,5 до 10 м. Кроме почв верховых болот (олиготрофных торфяных) и торфяников широко распространены почвы переходных (мезотрофных) болот с разными комбинациями слоев торфа разного ботанического состава. Многие болота, в том числе лесные, были осушены в 30-е и 50-е годы XX века и используются как луговые угодья.

К литогенным почвам можно отнести почвы на ленточных глинах, называемые элювиально- или поверхностно-глеевыми, иногда глееземами или псевдоглеями. Они приурочены к озерным низинам, сложенным с поверхности тонкослоистыми серыми или голубоватыми пылеватыми глинами. Особенно плотное сложение и горизонтальная слоистость глин сильно затрудняют их преобразование почвенными процессами (рис. 5.12). Глубже 60–70 см почвенные признаки практически

отсутствуют (кроме оглеения), о чем можно судить по неизменным текстурам пылеватых и илистых слоев. Выше появляются нарушения в их залегании: смещения вдоль редких тонких трещин, нарушения слоистости, глинистые тонкие пленки (иллювиальные кутаны) по стенкам трещин. Верхний минеральный горизонт слегка светлее, чем ленточная глина, имеет педогенную структуру — тонкоплитчатую или слоеватую, непрочно комковатую в «прикорневых» морфонах. (На рис. 5.12 педогенные признаки постепенно ослабевают вниз по профилю: они прослеживаются в виде комковатой структуры до глубины 5–8 см, примерно до 26 см видны отдельные плитки — измененные почвенными процессам части слоев ленточной глины; глубже 32 см почва становится массивной, структурные преобразования неразличимы). Органический горизонт может быть представлен подстилкой или торфом в мохово-травяных или хвощовых заболоченных лесах. Отчетливы признаки перераспределения соединений железа в виде чередующихся сизовато-голубых и охристо-ржавых пятен, полос, диффузионных колец и роренштейнов практически по всему профилю. Почвы слабокислые, ненасыщенные, с фульватным типом гумуса, с очень высокой плотностью (1,6–1,8 г/см<sup>3</sup>) и минимальной пористостью. Элювиально-иллювиальная дифференциация профиля почти не выражена морфологически, иногда она обнаруживается по данным гранулометрического анализа, хотя нельзя исключать и седиментационную неоднородность глин.

Несмотря на столь неблагоприятные свойства, и прежде всего водно-физические, почвы на ленточных глинах (рис. 5.13) 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 не всегда рентабельно в силу большой «инертности» твердой фазы почв.

Особое место среди почв Карелии занимают почвы острова Валаам, расположенного в северо-восточной части Ладожского озера. Большой интерес к Валааму связан с его историко-архитектурными памятниками



*Рис. 5.12. Почва на ленточной глине*



**Рис. 5.13.** Пахотный горизонт почвы на ленточной глине. Видны сохранившиеся морфоны торфа

жуют их дериваты. Кроме того, в составе лесов присутствуют неморальные виды (среди древесных пород есть даже клен, липа и вяз), много интродуцированных пород. Островное положение уменьшает континентальность климата. Все эти факторы позволили Н.Н. Матинян и И.С. Урусевской [1999]<sup>37</sup> выделить на острове буроземы среди естественных почв, а также разные антропогенно-преобразованные почвы.

Различия в условиях образования подбуров и буроземов на юге Карелии заключаются в химическом составе и степени скелетности почвообразующей породы: подбуры приурочены к сильно щебнистым породам, а буроземы — к переотложенному делювию и слабо щебнистым моренам. Буроземы отличаются не только иным характером минерального срединного горизонта, но и наличием буровато-серого аккумулятивно-гумусового горизонта мощностью 9–12 см.

Специфика почвообразующих пород определяет свойства почв на шунгитах — темных, протерозойских углистых сланцах в Заонежье, образующих исключительно локальные ареалы. Если почвы встречаются непосредственно на выходах черных сланцев, то имеют черный цвет, малую мощность, высокую скелетность; иногда в них обнаруживается ярко желтый ярозит — продукт окисления сульфидов (рис. 5.14).

На шунгитовых моренах почвы относительно мелкоземистые, но в них бывает трудно отделить по цвету аккумулятивно-гумусовый горизонт от породы, что отражается названием в «Классификации...» [2004] «дерновая темнопрофильная почва на шунгитах». Однако относительно высокое содержание гумуса, мелкоземистый профиль, комковатая структура, иногда наличие карбонатов объясняет их народное название «олонецкие черноземы».

<sup>37</sup> Матинян Н.Н., Урусевская И.С. Почвы острова Валаам. СПбГУ, 1999.

XVIII–XIX вв., а также с почвами литогенными, с одной стороны, и антропогенными — с другой. Несмотря на суровые условия, в начале XIX века на монастырских землях были созданы окультуренные почвы с содержанием гумуса до 6–7%. Природная специфика почв определяется слагающими остров породами: габбро-диабазы, и почвообразующими породами служат



*Рис. 5.14. Дерновая шунгитовая почва на продуктах выветривания шунгитов и шунгиты в исходном залегании. Желтые прослойки — ярозит*

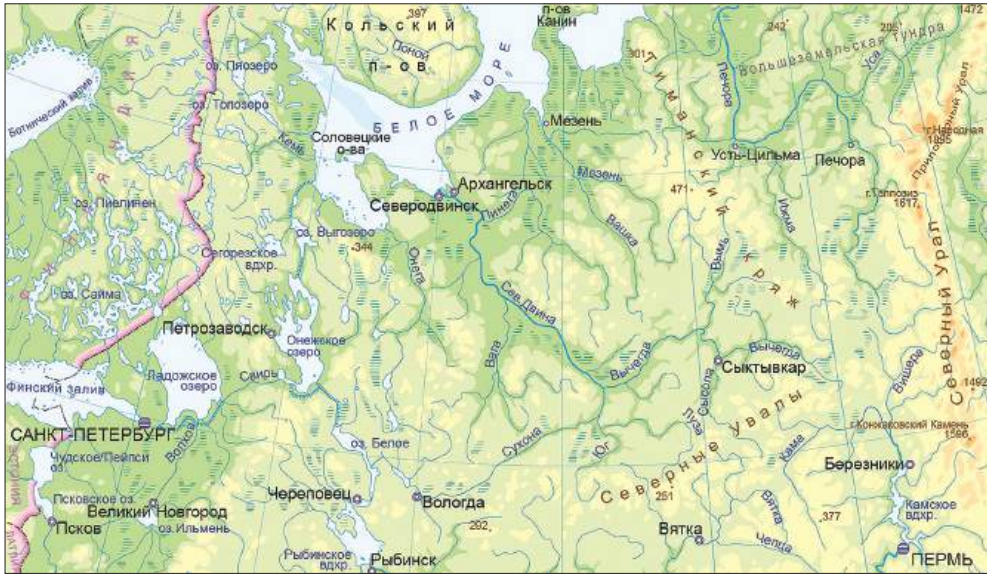
К «эндемичным» почвам Северо-Европейской области относятся также *кислые сульфатные почвы маршей*, занимающие по площади десятые доли процента. Они тянутся узкой прерывистой полосой вдоль побережья Онежской губы и местами по низкому берегу Белого моря под приморскими лугами, в составе которых немало галофитов.

Свойства маршевых почв изменчивы и зависят от многих факторов, прежде всего удаленности от моря, т.е. времени осушки, и характера береговых наносов — от песков до плотных глин; в Кандалакшском заливе местами в прибережной полосе выходят скальные породы Балтийского щита [Цейц и др., 2000]. Сформировавшийся профиль маршевых почв включает перегнойный или оторфованный дерновый горизонт; ниже залегает окисленный горизонт с яркими железистыми пятнами и сегрегациями и черный глеевый гидротроилитовый горизонт с резким запахом сероводорода. За счет его окисления при изменении условий аэрации почвы приобретают кислую реакцию, при этом содержат легкорастворимые соли — хлориды и сульфаты. В европейских работах назывались «кошачьими глинами» (cat clays).

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

- приоритет катенарных закономерностей с существенным вкладом литогенных и слабым проявлением зональных трендов;
- преобладание подзолов, среди которых наиболее распространены иллювиально-гумусово-железистые подзолы на ровных поверхностях ледниково-эскарпационных равнин и полные катены подзолов на склонах озоров, камов, селг и конечно-моренных холмов;
- участие своеобразных литогенных почв: на шунгитах и их дериватах, ленточных глинах, а также литоземов — грубогумусовых и торфянистых;
- слабая выветрелость минерального скелета почв, щебнистость почвенных профилей, их малая мощность и легкий гранулометрический состав мелкозема;
- преобладание мезо- и эутрофных торфяных почв, перегнойных почв переходных болот и перегнойно-(торфяно-)глеевых иллювиально-гумусовых подзолов по их периферии и в межхолмовых понижениях.

## 5.2. Восточно-Европейская область



Восточно-Европейская таежная область, в отличие от Северо-Европейской, сложена мощной толщей осадочных отложений; среди почвообразующих пород преобладают суглинистые, но много песков и супесей. Относительно небольшая амплитуда варьирования свойств пород в сочетании с равнинным характером рельефа определяет проявление

широтнo-зональных закономерностей в растительности, почвообразовании и почвенном покрове. Северная и средняя тайга Восточно-Европейской равнины различаются по климатическим показателям, степени заболоченности, биологической продуктивности, интенсивности почвенных процессов. Зональными почвами северной тайги традиционно считаются глееподзолистые почвы, средней тайги — подзолистые [Почвенно-географическое районирование, 1983, 2019; Классификация..., 1977; Добровольский, Урусевская, 2004].

### *Условия почвообразования в северной и средней тайге*

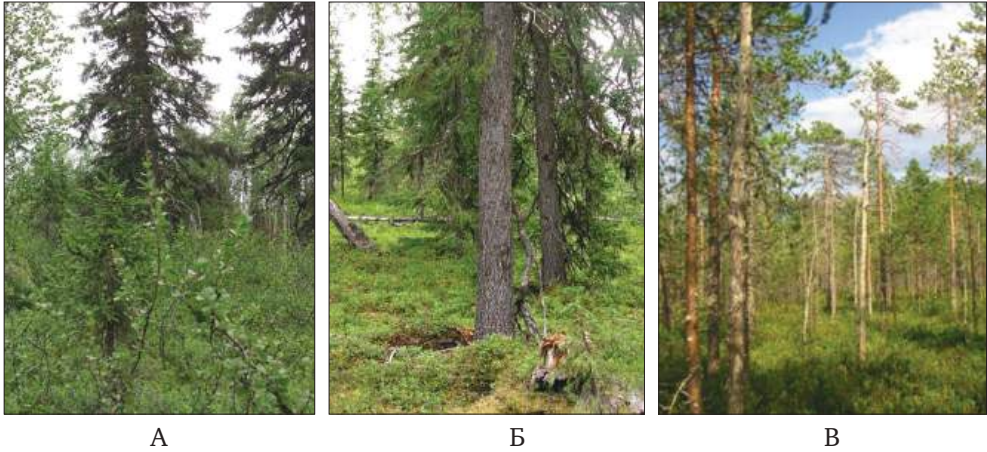
Климатические различия между северной и средней тайгой касаются в первую очередь тепловых ресурсов: суммы активных температур составляют, соответственно 600–1200° и 1200–1650°, продолжительность периода активных температур 75–90 и 100–105 дней, число дней со снежным покровом 190–200 и 175–182. Среднегодовое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

Все таежные почвы промерзают глубоко и на продолжительное время, многолетняя мерзлота встречается только в болотах северной тайги. Водный режим почв определен для северной тайги как промывной слабо застойный, для средней тайги — 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 до величин наименьшей влагоемкости (НВ) и ниже, в северной тайге уровень НВ наблюдается лишь в редкие «сухие» годы.

В северной тайге климат не только ограничивает почвообразование краткостью активного периода, но и затрудняет его течение постоянным избытком влаги и низкими температурами. Атмосферное переувлажнение служит главной причиной широкого распространения болот.

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

В средней тайге общая заболоченность уменьшается, леса занимают больше половины площади. Среди ельников много зеленомошных III–IV класса бонитета, в самых благоприятных условиях появляются кисличники (рис. 5.15, А, Б). Сосновые леса (рис. 5.15, В) 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.).



**Рис. 5. 15.** Восточноевропейская тайга: А — северотаежный ерничково-моховый ельник, Б — среднетаежный зеленомошно-кустарничковый ельник, В — кустарничковый сосновый лес в средней тайге

Сравнение показателей биологического круговорота и продуктивности еловых лесов трех таежных подзон (рис. 5.16), проводившееся многими исследователями, показало небольшие и преимущественно количественные различия между северо- и среднетаежными лесами и существенные качественные отличия от южной тайги.



**Рис. 5.16.** Зоны и подзоны на Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнинах. Обозначения зон и подзон: Б1 — лесотундра, Б2 — северная тайга, Б3 — средняя тайга, Б4 — южная тайга (подтайга). Дополнительные буквы обозначают региональные варианты ботанического состава зон или подзон. [Зоны и типы..., 1999]

Сельскохозяйственная освоенность территории крайне низкая: она максимальна в Архангельской области и минимальна в Республике Коми (11% и 1,1%) [Почвенный покров..., 2001], причем освоенные территории в основном приурочены к долинам рек.

Восточно-Европейская область сложена мощной осадочной толщей,

венчающейся 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 полого-холмистым моренным рельефом проходит в западной части области (междуречья Онеги, Северной Двины, Мезени); на востоке больше полого-увалистых 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 плотными осадочными породами с участием андезито-базальтов, а также эрозионная возвышенность Северные Увалы с песчано-галечниково-гравийными грядами на увалах («дресвяными горами — пугами») высотой 10–15 м.

По долинам Северной Двины, Онеги, Печоры, Мезени, Пинеги и их притоков развиты песчаные боровые террасы. На остальной территории почвообразующими породами являются моренные и покровные суглинки (рис. 5.17). 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 всей толще, умеренно плотны и пористы. Преобладание крупнопылеватой фракции в их гранулометрическом составе придает им лёссовидность. Особую группу почвообразующих пород составляют двучленные отложения: пылеватые супеси или пески,



А



Б

*Рис. 5.17. Почвообразующие породы: А — моренные, Б — покровные суглинки*



**Рис. 5.18.** Рельеф и рыхлые отложения на разных гипсометрических уровнях

подстилаемые на глубине 20–80 см моренными суглинками. Древнеаллювиальные и водно-ледниковые пески хорошо сортированы, преимущественно кварц-полевошпатовые. В распределении почвообразующих пород отмечаются связи с рельефом и высотой местности (рис. 5.18).

### **Общие черты почвообразования, почвы на суглинистых и песчаных породах**

На суглинках автономное почвообразование в Восточно-Европейской области приводит к развитию классических «эталонных» подтипов подзолистых почв, которые, однако, не всегда преобладают в составе почвенного покрова. Так, глееподзолистые почвы занимают наиболее дренированные позиции среди подзолисто-болотных и болотных почв. Типичные подзолистые почвы средней тайги более широко распространены, хотя их ареалы на водораздельных равнинах невелики. И в тех и в других почвах — представителях автономного почвообразования — ясно выражены признаки поверхностного оглеения.

Генезис суглинистых подзолистых почв длительное время служил предметом острых дискуссий в 60–70-х гг. XX века. Обсуждались механизмы формирования почв (оподзоливание или лессиваж?), вклад оглеения<sup>38</sup>, неоднородность материнских пород, унаследованность почвенного профиля от атлантического периода голоцена. При этом именно 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 о почвах Коми Республики [1975]. В.Д. Тонконогов утверждает, что в восточно европейской северной и средней тайге протекает «специфическое глее-альфегумусовое подзолообразование», наложенное на «полихронный и полигенетический» дифференцированный профиль [1999, 2010].

Глинисто-дифференцированный профиль представляет собой комбинацию горизонтов: осветленного и обедненного тонкими частицами элювиального (A2 в «Классификации...» [1977] и EL в «Классификации...» [2004])

<sup>38</sup> Зайдельман Ф.Р. [1974] рассматривал подзолообразование как вариант оглеения.

и бурого структурного иллювиального (соответственно *Vt* и *BT*) горизонта с многочисленными иллювиальными кутанами (рис. 5.19) и с разницей в содержании ила между горизонтами не менее чем в 1,4 раза<sup>39</sup>. Между этими основными горизонтами располагается переходная полоса, или зона деградации (горизонт *A2B*, или *BE1*). Профиль был сформирован в течение голоцена следующими процессами:

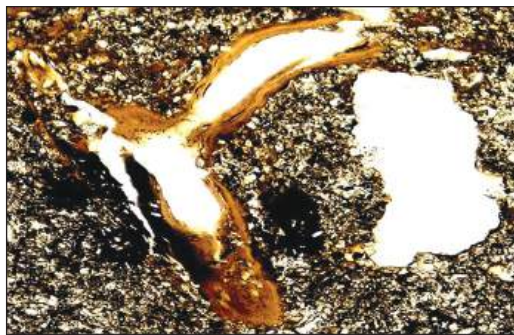


Рис. 5.19. Кутана иллювиирования, частично заполняющая пору

выносом тонких частиц в суспензиях (лессиваж) после выщелачивания карбонатов (если они присутствовали) и селективным выветриванием первичных и глинистых минералов. Соотношение процессов менялось во времени и по природным зонам, поскольку оно определялось потенциалом почвообразования; в северной тайге глинисто-дифференцированный профиль выражен слабее.

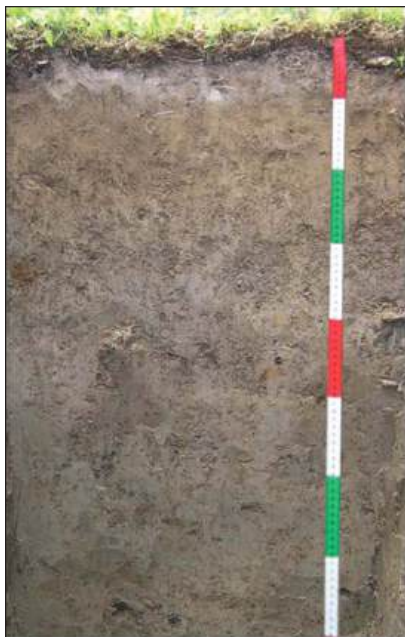
Завершающим этапом формирования глинисто-дифференцированного профиля В.Д. Тонконогов считает постепенную деградацию верхней части текстурного горизонта, которая продолжается и сейчас, являясь одной из основных форм проявления современного подзолообразования, т.е. кислотного гидролиза. Другая его форма — альфегумусовое почвообразование — приводит к развитию вложенных микро- или субпрофилей альфегумусовых подзолов в элювиальной толще (рис. 5.20), чему способствует вынос тонких частиц, обеспечивающий со временем все более легкий гранулометрический состав верхней части профиля.



Рис. 5.20. Микропрофиль подзола в подзолистой почве

Микропрофили встречаются также на двучленах. Одновременно имеет место аккумуляция тонкодисперсного материала в поровом пространстве текстурного горизонта (в виде кутан иллювиирования), заполнение им каналов миграции, следовательно, ухудшение дренированности профиля. Соотношение альфегумусовой

<sup>39</sup> Отношение содержания ила в иллювиальном горизонте к таковому в вышележащем называется коэффициентом дифференциации профиля (Кд).



*Рис. 5.21. Глееподзолистая почва со слабо выраженным микропрофилем*

миграции и поверхностного оглеения служит одной из причин различий в свойствах таежных текстурно-дифференцированных почв.

Таким образом, глинисто-дифференцированный профиль автоморфных суглинистых таежных почв полихронен, поскольку сформирован в разные интервалы времени, полигенетичен, поскольку в его формировании участвовали разные процессы; его современный облик связан с комбинациями альфегумусового процесса и поверхностного оглеения. Перечисленные процессы относятся к преобразованиям минеральной части почвы; дополнительное разнообразие почвенных профилей обеспечивается наличием торфяного, перегнойного или грубогумусового горизонта.

Генетическая близость глееподзолистых и типичных подзолистых почв, помимо обязательной глинистой дифференциации профиля, заключается в развитии поверхностного элювиального оглеения, в сходстве органических горизонтов, а также большинства химических и физико-химических свойств. Различия касаются мощности профиля и отдельных горизонтов, вложенного микропрофиля, форм элювиального оглеения, некоторых свойств гумуса, как следствие — особенностей подзональных гидротермических режимов.

Характерные черты профиля глееподзолистых почв (рис. 5.21) — малая мощность (меньше 5 см) органического горизонта и резкий контакт его с минеральной толщей, т.е. с маломощным (2–5 см) подзолистым горизонтом, имеющим непрочную тонкоплитчатую или чешуйчатую структуру<sup>40</sup>. Его нижняя граница неровная, переход ясный в буровато-ржавую тонкую прослойку или маломощный альфегумусовый горизонт. Эта пара микрогоризонтов (e-hf) общей мощностью 4–10 см и представляет собой микропрофиль альфегумусового подзола (рис. 5.20, 5.21). Неровность границ связана с криотурбациями и ветровалами.

Самые светлые подзолистые горизонты встречаются в самых «сухих» условиях, которые обеспечиваются либо положением почвы в рельефе

<sup>40</sup> В «Классификации ...» [2004] осветленные верхние горизонты, или традиционные горизонты А2 в «Классификации ...» [1977], разделяются на собственно подзолистые (Е в подзолах, во вложенных микропрофилях) и элювиальные суглинистые ЕL (в текстурно-дифференцированных и других почвах).

(выпуклые вершины моренных холмов или гряд, бровки склонов), следовательно, оттоком избыточной влаги, либо легким гранулометрическим составом, близким к песчаному в верхней части элювиальной толщи. При относительно затрудненном дренаже в элювиальном горизонте появляются сизовато-(сиреневато-)серые расплывчатые пятна, свидетельствующие о подвижности гумусовых соединений. Микрогоризонт диагностируется в таком случае как железисто-гумусово-иллювиальный bhf, а весь субпрофиль называется потечно-альфегумусовым. По наблюдениям В.Д. Тонконогова, он имеет географическую приуроченность: северная тайга, лесотундра, север средней тайги.

Под микропрофилем залегает пятнистый охристо-сизовато-белесый элювиальный горизонт основного текстурного профиля, обычно он несколько тяжелее по гранулометрическому составу по сравнению с субстратом микрогоризонтов. Тектурный горизонт ВТ имеет обычную для него ореховато-толсто плитчатую, или блоковую, с элементами призмовидности структуру, глинистые кутаны, в том числе оглеенные коричнево-сизые, и признаки инситного перераспределения и/или иллювиирования железа в форме марганцево-железистых стяжений и железистых кутан. Горизонт ВТ постепенно переходит в толщу оглеенного структурного суглинка (рис. 5.21).

Существует, однако, мнение, что вложенный субпрофиль не является обязательным элементом глееподзолистых почв [Классификация..., 1977]. В таком случае отделение глееподзолистых почв от подзолисто-глеевых становится затруднительным. Основанием для него могут быть различия в органических горизонтах и проявлениях оглеения. Для глееподзолистых почв более характерны грубогумусовые, опадо-подстилочные или маломощные перегнойные горизонты, тогда как для подзолисто-глеевых — торфяной горизонт разной мощности.

Профиль *типичной подзолистой* почвы (рис. 5.22) характеризуется большими масштабами глинистой дифференциации. Отличия от глееподзолистых почв заметнее в верхней части профиля, чем в нижней:



Рис. 5.22. Типичная подзолистая почва

в подзолистых почвах мощность элювиального горизонта достигает 20–30 см, в нем рассеяны мелкие железистые стяжения и конкреции («примазки»); они бывают приурочены к нижним поверхностям плитчатых структурных отдельностей.

Вложенные альфегумусовые профили обнаруживаются не всегда, они чаще наблюдаются в почвах с опесчаненным элювиальным горизонтом и в почвах южной части области. В отличие от глееподзолистых почв, обычно не обнаруживается пятен гумусовой пропитки, а иллювиальные микрогоризонты определяются как иллювиально-железистые.

Переход к иллювиальной толще неровный, образован светлыми «воронками» мелких тонких языков, спускающихся в горизонт ВТ и выделяется как субэлювиальный горизонт ВЕL (рис. 5.23). Ширина языков не превышает 1 см, их светло-палевая или белесая окраска книзу сменяется сизоватой. 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 и поверхностного оглеения либо может быть унаследована от нижнеголоценовых мерзлотных процессов в покровных суглинках.

В текстурном горизонте подзолистых почв хорошо выражены глинистые кутаны 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: заметна сизоватость осветленных языков, а также в горизонте ВТ в области окончания языков появляются марганцево-железистые новообразования.

*Болотно-подзолистые почвы* — ландшафтное и типовое (в «Классификации...» [1977]) название суглинистых почв полугидроморфных позиций, т.е. окраин болот, нижних частей склонов холмов и увалов, плоских или вогнутых участков водораздельных равнин. В болотно-подзолистых, или подзолисто-глеевых почвах (по «Классификации...» [2004]), в близ-

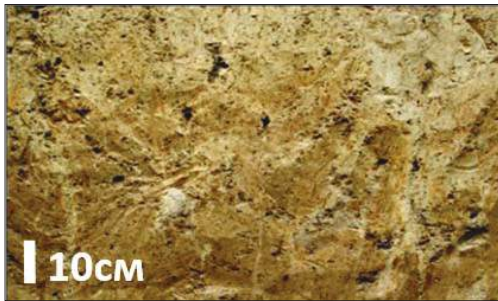


Рис. 5.23. Языковатость на контакте горизонтов EL/VT

ких пропорциях соотносятся оглеение и текстурная дифференциация. Оглеение охватывает весь профиль, маскируя признаки текстурного горизонта, вязкого, слабо структурного, с сизыми расплывшимися кутанами, грязно-ржавыми плотными железистыми трубками по ходам корней (роренштейнами) и конкрециями.

Таблица 5.3

**Подтипы и виды таежных болотно-подзолистых почв  
[по Забоевой, 1975]**

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

Верхние горизонты торфяные, состоящие 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] (табл. 5.3). Торфяной горизонт может иметь черты перегнойного как в верхней, так и в нижней части. Для верхнего минерального горизонта характерны гумусовая пропитка, многочисленные сизые и охристые пятна оглеения, иногда конкреции, нередко пльвунность и слабая тиксотропность.

На двучленных отложениях с малой и средней мощностью верхнего слоя (до 40–50 см) отчетливо выражены вложенные профили в северной и в средней тайге, поскольку условия для их образования предопределены самой природой двучленов (рис. 5.24). С одной стороны, верхние компоненты двучленов имеют супесчаный гранулометрический состав, с другой — в них обеспечен достаточный дренаж характером контакта с нижним слоем: неровным, часто наклонным, с участками песчаных линз и карманов.

К мощным пескам, преимущественно кварцевым, вдоль Мезени, Кулоя, Печоры приурочены альфегумусовые подзолы — иллювиально-железистые и иллювиально-гумусово-железистые (рис. 5.25).



**Рис. 5.24.** Микропрофиль подзола в подзолистой почве на двучлене



**Рис. 5.25.** Иллювиально-гумусово-железистый подзол в северной тайге со слабыми криогенными признаками

В зависимости от условий рельефа полнота катен подзолов может быть различной (см. рис. 5.3). Так, в катенах борových террас, как правило, присутствуют иллювиально-железистые и иллювиально-железисто-гумусовые подзолы, связанные с мощными бедными песками; при неоднородности песков, или наличии в них прослоев или линз суглинков, полнее представлена «влажная» иллювиально-гумусовая часть катены.

Полноразвитые среднетаежные подзолы Восточно-Европейской области считаются наиболее типичными представителями умеренно-континентального ряда подзолов (рис. 5.26).

### **Почвы на плотных породах**

Плотные осадочные породы встречаются редко и занимают крайне малые площади в разных частях Восточно-Европейской таежной области. К ним относятся почвы на плотных известняках, доломитах и мраморах, гипсах, красноцветных карбонатных алевритах, железистых сланцах, зеленоцветных песчаниках, основных туфах [Горячкин, Макеев, 1991]<sup>41</sup>.



**Рис. 5.26.** Среднетаежный иллювиально-железистый подзол с нечеткими ортзандами

Породы оказываются почвообразующими в связи с процессами ледниковой экзарации и выходами на поверхность дочетвертичных отложений, и они встречаются 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 плотными породами. Как правило, почвы имеют простое

<sup>41</sup> Горячкин С.В., Макеев А.О. Направления таежного почвообразования: спектр мезоморфных почв. Почвообразование и выветривание в гумидных и семигумидных ландшафтах. М.: Ин-т географии АН СССР, 1991.

строение профиля: в них редко формируются срединные горизонты, гумусовые или органические горизонты переходят в горизонт С или D. Ареалы почв на подобных породах встречаются на Беломорско-Кулойском плато, кряже Ветренный Пояс, Тимане, предуральяских пармах.

Среди почв на плотных породах наиболее распространены дерново-карбонатные почвы на известняках, реже мергелях и доломитах (рис. 5.27). Проведенное С.В. Горячкиным и А.О. Макеевым [1991] изучение локальных почв на необычных породах позволило выявить комбинации элементарных почвообразовательных процессов, протекающих в каждой из почв. К общим процессам относятся процессы аккумуляции подстилок и грубого гумуса и, кроме почв на карбонатных породах, иллювиирование гумусовых веществ (потечность гумуса).

В дерново-карбонатных почвах образуется темногумусовый горизонт. На Тиманском кряже, кроме дерново-карбонатных почв на известняках, Е.В. Жангуровым [2013] были описаны ржавоземы на андезито-базальтах и туфах (рис. 5.28), а также почвы с криометаморфическим горизонтом на мелкоземистых отложениях<sup>42</sup>. При близком залегании плотных пород появляются литоземы и органо-аккумулятивные почвы.

В бассейне нижней Пинеги исследовалось почвообразование на плотных нижнепермских мономинеральных гипсах<sup>43</sup>, которое можно назвать «отрицательным» (рис. 5.29). В гумидном климате с его потенциально промывным водным режимом гипс относительно быстро растворяется, чему способствует его криогенное дробление. Необычность формирования почв на подобных гипсах заключается в том, что



Рис. 5.27. Дерново-карбонатная почва. Тиман



Рис. 5.28. Ржавозем. Тиман

<sup>42</sup> Жангуров Е.В. Автономные почвы Среднего и Южного Тимана. Автореф. дисс.... канд. с/х наук. М. 2013.

<sup>43</sup> Горячкин С.В., Спиридонова И.А., Таргульян В.О. Северотаежные почвы на плотных гипсах: морфология, свойства, генезис // Почвоведение. 2003. №7.



*Рис. 5.29. Почва на гипсах. Пинега*

почвообразующая порода как бы исчезает, в отличие от обычных почв, где почвообразующая порода служит устойчивым постоянным субстратом.

Развитие почв буроземного типа на плотных породах, «запрещенного» биоклиматическими условиями, С.В. Горячкин и А.О. Макеев объясняют примесью бурого моренного материала, создающего возможность обогащения профиля мелкоземом. Формирование буроземов и ржавоземов происходит и на красноцветных породах, свойства которых обуславливают сдвиг «зонального» элювиально-иллювиального тренда в сторону метаморфического<sup>44</sup>. 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 не только служит материалом для педогенетических концепций, но и вносит дополнения в состав почвенного покрова.

### **Главные черты почвенного покрова**

Преобладающая форма строения почвенного покрова в обеих подзонах — относительно крупные гомогенные или слабопятнистые ареалы на междуречьях и умеренно контрастные мезокатены; в терминах теории структуры почвенного покрова, они представляют собой сочетания и вариации по элементам ледниково-аккумулятивного рельефа. К выходам плотных пород приурочены мозаики.

Почвенный покров суглинистых пологохолмистых и увалистых равнин слагается зональными почвами, полугидроморфными (подзолистоглеевыми), олиготрофными (верховыми) торфяниками, реже мезотрофными и эутрофными, торфяно-глеевыми почвами. Доля зональных почв ниже в северной тайге, чем в средней, где она тоже невелика — не превышает 1/3 площади территории. На песчаных пологоволнистых равнинах, холмах и древних террасах господствуют альфегумусовые подзолы в катенах разной полноты.

Главным фактором дифференциации почвенного покрова внутри подзон в пределах суглинистых территорий является внутрипрофильный дренаж, определяющий соотношение болотных, полуболотных и условно

<sup>44</sup> Лесовая С.Н. Генезис и география почв на красноцветных породах Европейской территории России : Автореф. дисс... д-ра геогр. наук. СПб., 2006.

«сухих» почв, особенности вложенного профиля в глееподзолистых почвах и степень «подзолистости» в подзолистых. В западной части области распространены почвы на двучленных отложениях, в том числе содержащих обломки карбонатных пород в нижнем компоненте двучлена, а также почвы на моренных суглинках с аналогичными включениями. Они определяются как остаточно-карбонатные.

В северной тайге 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. Они также занимают пологие склоны, сменяясь глеевыми и подзолисто-глеевыми почвами с перегнутой горизонтальной линией в понижениях. В этой гамме оглеенных почв глееподзолистые оказываются в самых «сухих» позициях: выпуклых частях крутых склонов, бровках, узких вершинах гряд и холмов. В северо-восточной предуральской части области глееподзолистые почвы занимают большие площади, чем в западной, где их значительно меньше, и они представлены контактно-осветленными разностями на двучленах.

В средней тайге западнее Северной Двины широко распространены подзолы и контактно-осветленные подзолистые почвы, в том числе почвы с вложенным субпрофилем. Восточнее Северной Двины заболоченность возрастает, и подзолистые почвы оттесняются на относительно крутые выпуклые склоны и приречные участки. Почвенный покров состоит из сочетаний торфянисто- и торфяно-подзолисто-глееватых и глеевых почв, подзолистых контактно-осветленных, олиготрофных торфяников и торфяных почв.

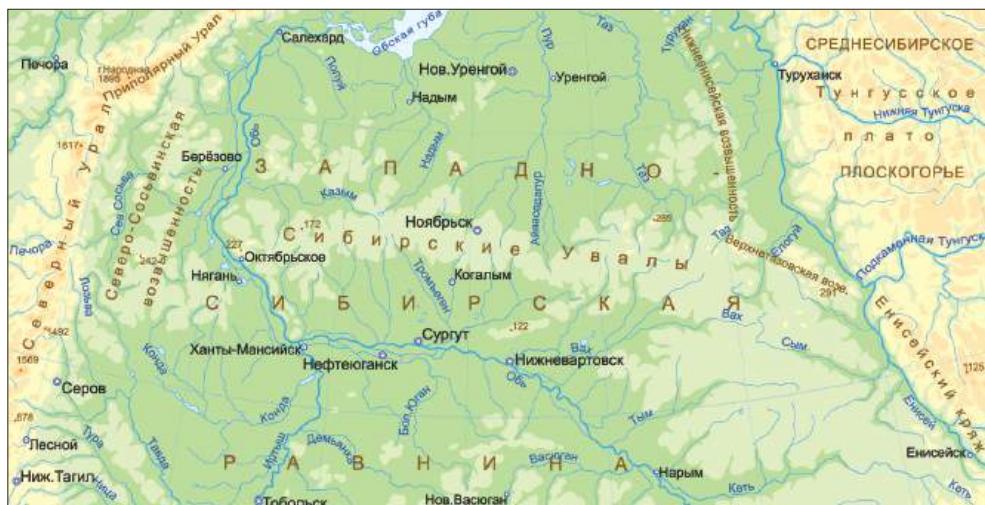
В Предуралье в связи с улучшением дренированности на междуречные поверхности «возвращаются» подзолистые почвы, образуя сравнительно крупные однородные массивы. На крайнем юге области среди суглинистых подзолистых почв появляются почвы со вторым гумусовым горизонтом. Он залегает как в пределах горизонта ЕL, так и глубже, даже в верхней части горизонта ВТ и рассматривается как реликтовый. По долинам Мезени, Вычегды, Печоры и их притоков большие пространства заняты иллювиально-железистыми подзолами преимущественно на мономинеральных песках.

Близкое залегание плотных карбонатных пород проявляется в районе Каргополя (Каргопольская Сушь — древний очаг земледелия недалеко от озера Лача), где встречаются не только подзолистые, но и дерново-подзолистые почвы. Они слабо ненасыщены основаниями, имеют слабокислую и нейтральную реакцию, а также серогумусовый горизонт, отсутствующий в таежных почвах на силикатных породах. Его формирование вдали от основного ареала объясняется сочетанием антропогенного и породного факторов.

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

- существование зонального ряда почв на «обычных» суглинистых породах — глееподзолистых и подзолистых, сочетающихся с разнообразными оглеенными минеральными и торфяными почвами;
- приуроченность почв с вложенным микропрофилем подзола к глееподзолистым и подзолистым почвам на суглинистых и двучленных породах;
- различные проявления дифференциации почвенного покрова в северной и средней тайге на суглинистых породах;
- ограниченное локальное распространение литогенных почв;
- появление дерново-подзолистых почв на давно освоенных землях при наличии карбонатного материала в почвообразующих породах.

### 5.3. Западно-Сибирская область



Для области характерны известное однообразие ландшафтов, преобладание переувлажненных почв как органических, так и минеральных, слабая выраженность подзональных различий. Строение почвенного покрова определяется конфигурацией гидросети, торфяных болот и ареалов всего двух вариантов минеральных почвообразующих пород — песков и пылеватых легких и средних суглинков, выходов плотных пород нет. Минеральные почвы представлены подзолами на песках, на суглинках — таежными поверхностно-глеевыми почвами не совсем ясного генезиса (таежными глеево-дифференцированными, светлоземами) и подзолистыми, в том числе оглеенными, а на юге области — подзолистыми со вторым гумусовым горизонтом.

### Условия почвообразования, причины заболоченности, эволюция болот

В Западной Сибири находятся самые крупные в России болотные массивы со средней мощностью торфяной залежи по Западной Сибири в целом в 179 см и средней мощностью в северной и средней тайге 200 см и 260 см соответственно преобладают олиготрофные торфа<sup>45</sup>. Несмотря на континентальность климата, имеет место 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 (1200–1400°), однако сумма отрицательных температур выше в западносибирской, следовательно, возможности испарения атмосферных осадков ограничены, дольше сохраняется сезонное промерзание почв.



Рис. 5.30. Типичный северотаежный ландшафт с верховым болотом и озером

Значительная часть области находится в зоне островной многолетней мерзлоты, а тип температурного режима зональных почв В.Н. Димо [1974] определяет как умеренно холодный длительно промерзающий (рис. 3.2). Оттаивание минеральных почв под таежными моховыми лесами происходит крайне медленно, и в отдельные годы в северной тайге сохраняются перелетки. При оттаивании и пески и суглинки пересыщаются влагой, создаются горизонты верховодки даже при незначительных различиях в сложении и гранулометрическом составе, вертикальный отток влаги из профиля почвы практически отсутствует. Боковые перемещения вызывают накопление влаги в понижениях, что усугубляет общий избыток ее в ландшафте (рис. 5.30).

Однако главная причина переувлажнения — особенности рельефа Западно-Сибирской области: плоской<sup>46</sup>, слегка повышающейся к краям озерно-аллювиальной равнины, сложенной мощной слоистой толщей песков, супесей и легких суглинков. Толщи рыхлых отложений отличаются низкой фильтрационной способностью за счет их горизонтальной слоистости и оглеенности, определяющей малую порозность и высокую дисперсность. Горизонты почвенной верховодки залегают неглубоко (0,5–1,7 м) и динамически связаны друг с другом. В результате

<sup>45</sup> Сведения о торфяных залежах содержатся в монографии: Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Аветов Н.А. Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение. Тула, 2001.

<sup>46</sup> «Нигде на земном шаре нельзя встретить столь обширную территорию с таким плоским рельефом» [Воскресенский, 1968. С. 219].

переувлажнены не только понижения, но и почти все междуречья. Еще одним фактором накопления влаги в рыхлых толщах тайги Западной Сибири являются особенности гидросети: слабый эрозионный врез больших и малых рек, следовательно, боковая эрозия, расширение долин и почти отсутствующая дренирующая функция рек. Паводок проходит долго в результате подпора низовий крупных рек, так что сброс паводковых вод вниз по течению скорее превращается в свою противоположность.

Болотообразование началось 10–12 тыс. лет назад и продолжается до сих пор с разной скоростью; по мнению болотоведов [Лисс и др., 1976], накопление торфа в средней тайге протекало со скоростью от 0,2–0,5 мм/год в раннем голоцене и до 0,5–0,8 в позднем; оно отмечается и в настоящее время. Заболачивание территории заключается в разрастании ареалов болот и захоронении под торфом минеральных почв.

### ***Болотные почвы: генезис, эволюция***

Болота разнообразны по мощности и характеру торфяной залежи, состоящей из слоев торфа разного ботанического состава, на основании чего и производятся реконструкции роста болот и палеоклимата; болота во многом определяют рисунок почвенного покрова.

В обеих подзонах тайги преобладают олиготрофные (верховые) болота<sup>47</sup>, доля мезотрофных болот увеличивается к югу. В северной тайге широко распространены крупнобугристые *торфяники* с мерзлотой в буграх, сходные с аналогичными формами в южных тундрах (рис. 5.31). Они покрыты кустарничково-моховой или лишайниковой растительностью, иногда с лиственницей, сосной или елью. Между буграми нередко термокарстовые понижения, заполненные водой, перепад высот достигает 4–5 м, в среднем 1–3 м; обводненность болотных массивов составляет 25–50%.



**Рис. 5.31.** Торфяной сфагновый бугор, возможно, с ледяным ядром в центре осокового болота

В северной тайге в торфяных буграх льдистая мерзлота находится в начале осени на глубине 50–70 см, торфяная залежь (переходного типа) над мерзлотой переувлажнена, ее верхняя часть сложена сфагновым торфом. По разным причинам накопление торфа может замедлиться, о чем свидетельствует

<sup>47</sup> В Ханты-Мансийском АО доля верховых болот составляет около 90% [Атлас Ханты-Мансийского автономного округа. Югры. Том II. Природа и экология. Ханты-Мансийск — Москва, 2004].

отсутствие очеса сфагнома на поверхности и появление лишайников, мхов-печеночников, зеленых мхов, кустарничков, морошки, т.е. неторфообразующих растений (рис. 5.32). Такие торфяные болота называются регрессивными. При отрыве торфяной залежи от почвенно-грунтовых вод происходят более радикальные изменения. Уменьшение влажности способствует разложению торфа — «оземлению», поверхность оказывается голой и разбита трещинами (рис. 5.33). Подобные образования относят к деструктивным торфяникам или торфяным почвам [Шишконакова и др., 2016].



*Рис. 5.32. Пятно лишайников на сфагновом болоте*



А

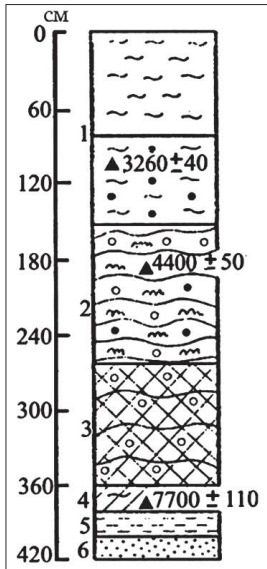


Б

*Рис. 5.33. Торфяники: А — крупнобугристый с начальными признаками деградации, Б — сильно деградированный — деструктивный*

В средней тайге преобладают 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 при меньшей ее мощности. По периферии болот формируется широкая гамма переходных и низинных торфяников, торфяно-глеевых, торфяно-подзолисто-глеевых почв. Под торфяной залежью иногда находили погребенные подзолы с «законсервированным профилем», в которых сохранились обычные для подзолов горизонты, но с размытыми границами между ними. Так, И.М. Гаджиевым и Б.А. Смоленцевым [1997] в северной тайге, а Н.А. Каравановой [1982] в средней тайге описаны полигенетичные профили торфяников с подзолами под ними (рис. 5.34).

На основании изучения состава болотных катен на легких и средних породах, палеоботанических данных и радиоуглеродных дат



**Рис. 5.34.** Строение торфяной залежи на гряде Сытоминского торфяника [Каравая, 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 <sup>14</sup>C

Н.А. Каравая [1982] была разработана схема голоценовой эволюции западносибирских болот в средней тайге. Основные положения концепции болотообразования Н.А. Каравая можно кратко сформулировать следующим образом.

Климатические факторы почвообразования, условия рельефа и дренажа

благоприятны для развития заболачивания; оптимальные условия для торфонакопления складываются 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).

Достигнув мощности 1 м, торфяник аккумулятивной позиции в катене начинает оказывать влияние на почвы, расположенные выше. Разрастание торфяника в горизонтальном направлении определяется как аллохтонное заболачивание. Оно сочетается с автохтонным, соответствующим саморазвитию торфяников, как в подчиненных, так и в элювиальных частях катены. В результате роста торфяников навстречу друг другу предполагается исчезновение катены как комбинации почв. Почвенный покров территорий, слагавшихся ранее катенами разной степени сложности, упрощается: он состоит из торфяников разных типов и видов, торфяно-глеевых почв разных видов, в том числе, 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. Состав комплексов различен в северной и средней тайге, хотя их неизменными

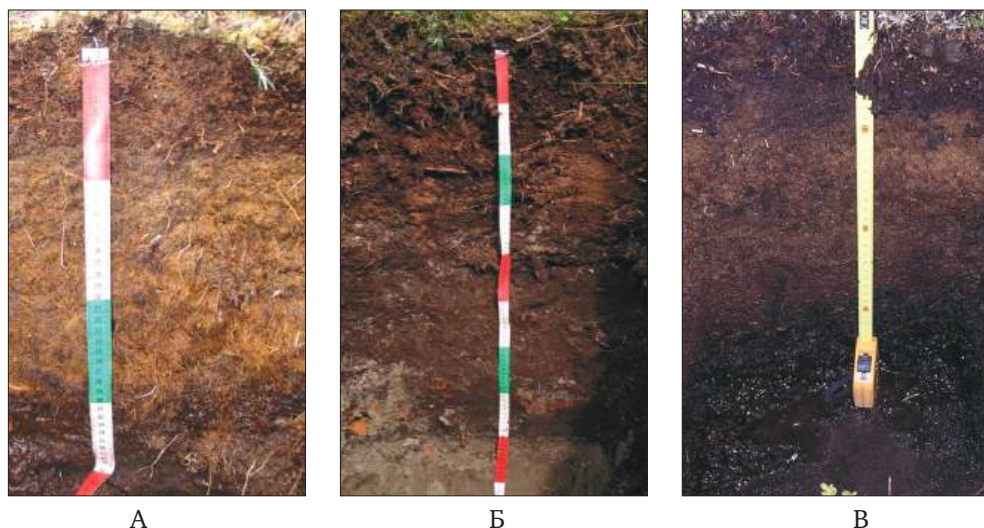


Рис. 5.35. Торфяные почвы: А — олиготрофная, Б — мезотрофная, В — эутрофная

компонентами сохраняются торфяные почвы и торфяники, разделяющиеся на олиготрофные, мезотрофные и эутрофные<sup>48</sup> (рис. 5.35). На Почвенной карте РСФСР [1988] выделены следующие типы болотных комплексов: плоско-бугристые, крупно-бугристые, грядово-мочажинные, грядово-озерковые. В первые два типа включены «торфяно-болотные деградирующие (минерализующиеся)».

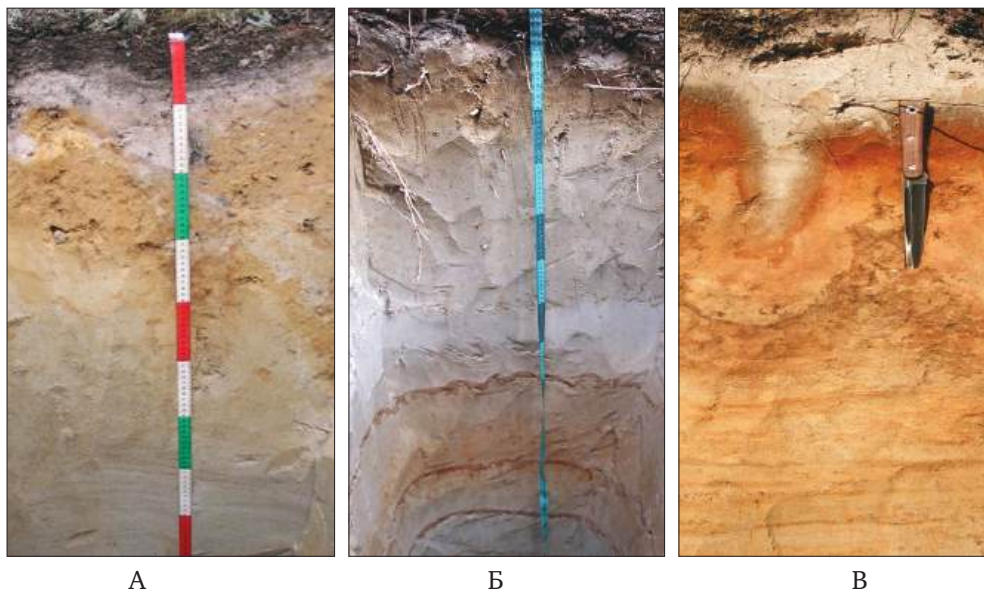
### **Минеральные почвы и особенности почвообразования в них**

Минеральные почвы, песчаные и суглинистые, как и везде в таежных областях, резко различаются по свойствам и закономерностям распространения. Если при генетической интерпретации песчаных подзолов исследователи не встречают особых затруднений и видят свою задачу лишь в выявлении их катенарных особенностей и региональной (провинциальной) специфики, то вопросы генезиса, диагностики, номенклатуры и закономерностей распространения суглинистых почв остаются спорными. Морфологические профили минеральных почв резко различаются: контрастные яркие подзолы на песках и монотонные серовато-палевые или сизовато-бурые почвы с динамичным застойно-элювиальным оглеением на суглинках.

Песчаные альфегумусовые подзолы формируются на озерных, древнеаллювиальных, иногда переветянных, кварцевых песках, тонкослоистых, хорошо отсортированных. Как и в ранее рассмотренных областях, подзолы образуют ряды по увлажнению, в которых вниз по катене усиливается иллювиирование гумуса и оглеение, нарастает мощность

<sup>48</sup> В последнее время чаще используется написание «эвтрофные».

органических горизонтов, грубогумусовые горизонты сменяются торфяными (рис. 5.3). Своеобразие западносибирских катен подзолов заключается в растянутости их гидроморфной части, где разнообразны ортзандовые и глееватые подзолы, что связано с длительным и/или застойным переувлажнением на фоне слоистости почвообразующих пород (рис. 5.36). В профилях подзолов насчитывают до шести псевдофибров, называемых в Западной Сибири также ортзандами. Особенность западносибирских ортзандов, отмечаемая Г.В. Добровольским с соавторами [1981], — участие в их составе глинистого, а не только железистого материала — подтверждает предположение об их полигенезе. Известно, что собственно псевдофибры образуются при осаждении соединений железа на границе капиллярной каймы; вероятно, они могут быть механическим барьером для глинистых частиц<sup>49</sup>.



**Рис. 5.36.** Иллювиально-железистые подзолы с характерными провинциальными признаками: А — глееватостью, Б — ортзандами (псевдофибрами), В — языковатостью

Возвращаясь к изложенным выше положениям Н.А. Караваевой относительно эволюции болотных почв и песчаных катен, уместно напомнить, что наличие ортзандов является одним из благоприятных факторов аллохтонного заболачивания. Будучи расположенными субпараллельно поверхности, псевдофибры выполняют функцию водоупора, способствуют латеральной внутрипочвенной миграции и связям между водоносными горизонтами.

<sup>49</sup> Такие образования были названы С.В. Лойко глинофибрами [2012].

Еще одной региональной особенностью западносибирских подзолов является их языковатость (рис. 5.37). Языки элювиального горизонта, окруженные охристо-бурой или кофейно-бурой каймой, проникают до глубины 1,5 м. По мнению Л.С. Долговой и И.П. Гавриловой [1971], формирование языков происходит в зрелом 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, например по ходам корней или по мерзлотным трещинам.



Рис. 5.37. Языки в иллювиально-железистом подзоле

Суглинистые почвы развиваются в основном на пылеватых легких и средних суглинках и известны под различными названиями (табл. 5.4). Большое разнообразие генетических интерпретаций объясняется не только давностью исследований<sup>50</sup>, но и своеобразием морфологии почв, ее изменчивостью, отсутствием известных для других районов связей между морфологией почвы и ее положением в катене. Например, внешне самые оподзоленные почвы, т. е. почвы с обильной и глубоко проникающей белесой «присыпкой» (скелетаной), занимают самые сухие позиции на склонах, а к плакорам бывают 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.

Профиль суглинистых почв отличается слабой цветовой и текстурной дифференциацией, которая, как обычно, усиливается с улучшением дренажа (рис. 5.38). Профилям суглинистых почв в целом свойственна сизовато-палевая окраска с разнообразными охристыми и белесыми пятнами в нижней (надмерзлотной в северной тайге) и верхней элювиальной части; собственно элювиальный, или подзолистый, горизонт не всегда ясно выделяется по цвету, имеет непрочную комковатую структуру,

<sup>50</sup> Результаты первых исследований в Западной Сибири были опубликованы Д.А. Драницыным еще в 1914 г.

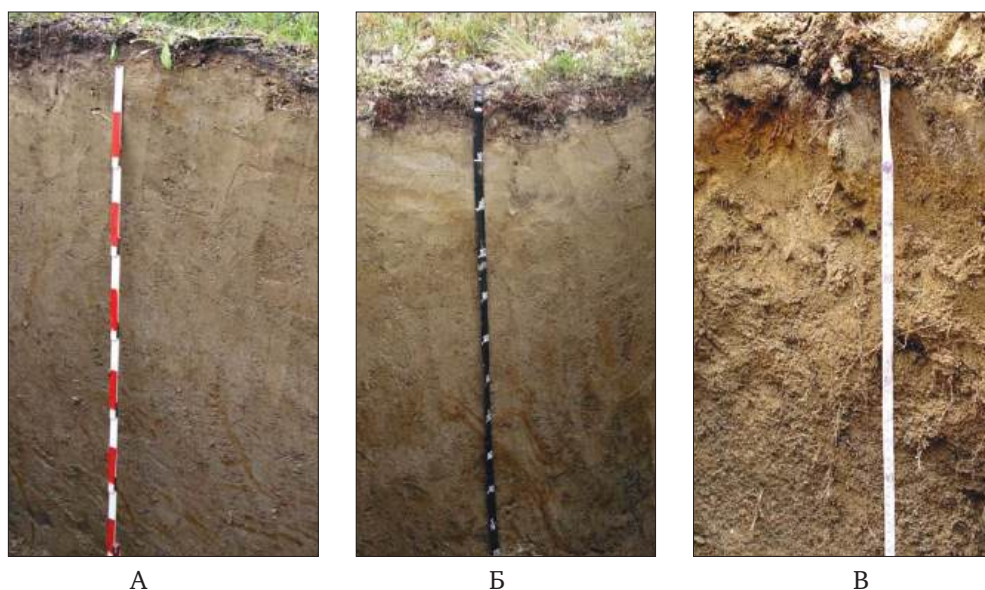
сочетающуюся с нечеткой криогенной плитчатостью. Срединный горизонт отличается сизовато-бурыми тонами окраски, непрочной комковато-ореховатой структурой, укрупняющейся с глубиной. На гранях отдельностей заметны тонкие глинистые пленки и ясно выраженные белесые осветленные пятна или налет, традиционно называемые «присыпкой». Обе группы новообразований недостаточно выражены, чтобы быть надежными диагностическими критериями того или иного срединного горизонта. Так, пленки свидетельствуют об ограниченном иллювиировании глины; осветление, как показала Н.М. Федорова еще в 1972 г., имеет сезонную элювиально-криогенную природу. С глубиной ослабевает оструктуренность, исчезают пленки, становятся отчетливее мерзлотная плитчатость, могут появиться признаки пльвунности и слабые криотурбации (рис. 5.38, Б).

Таблица 5.4

**Названия почв на суглинистых породах в региональных публикациях**  
 [Долгова, Гаврилова, 1971; Гаджиев, Овчинников, 1977;  
 Каравеева, 1982; Почвенная карта, 1988; Тонконозов, 2010]

Названия почв в публикациях	Растительность	Рельеф
Таяжные поверхностно-глееватые; таяжные глееземы слабо дифференцированные, кислые элювиально-глеевые; слабоглубокоподзолистые глеевые, буровато-глеевые, светлосемы глееватые	Лиственнично-еловое редколесье кустарничково-моховое	Плакоры — плоские поверхности и верхние части пологих склонов
Охристо-элювиально-глееватые, кислые элювиально-глеевые; подзолистые элювиально-глееватые, светлосемы	Лиственничное редколесье кустарничково-мохово-лишайниковое	Поверхности террас
Подзолисто-элювиально-глеевые, глееземы текстурно-дифференцированные, подзолистые поверхностно- и глубинно-глееватые, элювиально-глеевые, светлосемы иллювиально-железистые	Елово-пихтово-кустарничково-зеленомошные леса (с таяжным мелкотравьем)	Расчлененные междуручья, склоны террас

Почвы кислые, содержание гумуса в осветленном горизонте составляет 2–3%, гумус фульватного типа, степень ненасыщенности уменьшается вниз по профилю: от 70 до 30%. Профиль дифференцирован по валовому содержанию оксидов железа при слабой цветовой и гранулометрической дифференциации.



**Рис. 5.38.** Почвы на суглинистых породах: А, Б — глееземы слабодифференцированные глубоко глееватые, В — светлосзем иллювиально-железистый

Механизм дифференциации профиля на разных этапах изучения почв оценивался по-разному. Первоначальные представления об оподзоливании, обязательном в таежной зоне, уступили место мнению о преобладании элювиального оглеения. Впоследствии Г.В. Добровольским с соавторами [1981] 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 и слабой дренированностью. Поэтому практически во всех предлагаемых названиях почв присутствует указание на оглеение (таежные глееземы, таежные поверхностно-глееватые, кислые элювиально-глеевые и др.). Исключение представляет название почв «светлосземы», предложенное недавно В.Д. Тонконоговым и С.В. Горячкиным [2004] и введенное в «Классификацию ...» [2004]. В светлосемах оглеение выражено слабо или отсутствует, что объясняется приуроченностью светлосемов к наиболее дренируемым позициям.

В профиле светлосемов под органическим или грубогумусовым горизонтом выделяются осветленные горизонты: подзолистый Е или элювиальный ЕL и характерный криометаморфический горизонт CRM со своеобразной рассыпчатой структурой, называемой икрянистой, угловато-крупитчатой, творожистой. Светлосемы связаны с относительно легкими по гранулометрическому составу породами, иногда двучленными с супесчаным верхним слоем и легко- (средне)суглинистым нижним;

в супесчаном слое формируется альфегумусовый профиль (рис. 5.38, В). Криометаморфический горизонт переходит либо в почвообразующую породу, в том числе надмерзлотно-оглеенную, либо в горизонт ВТ.

### **Закономерности распространения почв**

Почвенный покров территорий, сложенных песками, суглинками и торфяными залежами, подчиняется собственным пространственным закономерностям. Преобладающие по площади торфяные почвы и торфяники чаще всего встречаются в виде комплексов из почв верховых, переходных и низинных болот, крупно- и плоскобугристых, грядово- и озерково-мочажинных [Почвенная карта..., 1988] (рис. 5.39). Однообразие ареалов болот водораздельных пространств нарушается песчаными массивами по речным долинам с различными вариантами подзолов.



А

Б

**Рис. 5.39.** А — фрагмент Почвенной карты РСФСР м-ба 1:2,5М [1988]. Фон — комплексы почв верховых (Тв) и переходных болот (Тп), плоско- и крупнобугристые соответственно. Долины правых притоков Оби заняты подзолами шлювиально-гумусовыми (По<sup>ш2</sup>), как и водораздельная возвышенность Сибирские Увалы. Б — фрагмент космического снимка Google Earth на участок карты, выделенный красным прямоугольником. На снимке видны светлые долины с подзолами, местами с массивами песков. Водораздельные участки заняты озерково- и грядово-мочажинными болотами

Суглинистые элювиально-поверхностно-глеевые почвы (таежные глееземы дифференцированные) и светлоземы, по-видимому, не образуют катен с ясными закономерностями, они чаще встречаются в неопределенных почвенных комбинациях с торфяными и торфянисто-подзолисто-глеевыми почвами, чередуются с участками песчаных подзолов. Как общую тенденцию можно отметить более широкое распространение глееземов недифференцированных в мерзлотных районах северной тайги, а элювиально-глеевых почв, имеющих более заметную дифференциацию профиля, — в средней тайге.

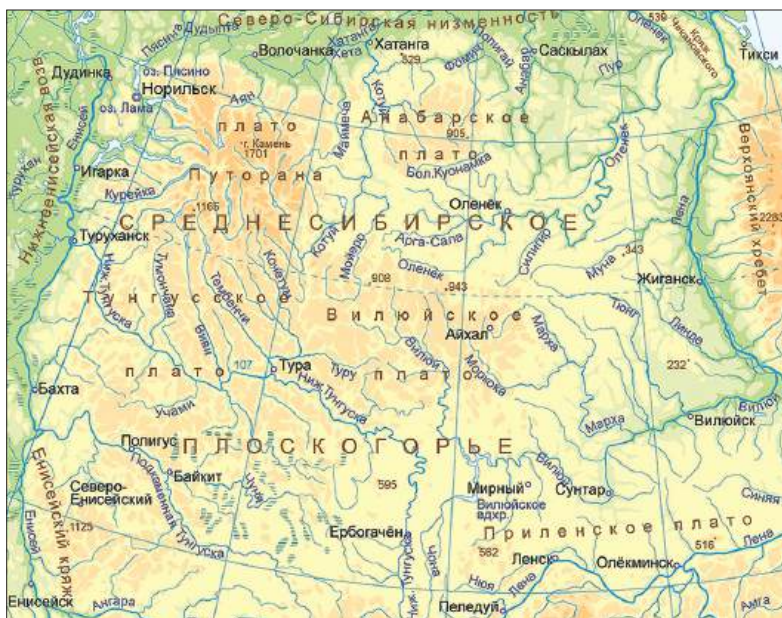
На юге таежной области с ее более теплым климатом немного улучшается дренированность междуречий, глубже залегают почвенно-грунтовые воды и появляются суглинистые *подзолистые глубинно-глееватые почвы*, в том числе почвы *со вторым гумусовым горизонтом*. Он залегает в профиле обычно в пределах горизонтов E1 или BE1 в виде пятен, линз, редко — сплошного горизонта и считается реликтом темноцветных луговых или лугово-черноземных почв, существовавших в ареале средней тайги в оптимумы голоцена.

При сравнении общих географических закономерностей распространения таежных почв Восточно-Европейской 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, наличие нескольких псевдофибров (ортзандов);
- более частое сохранение реликтовых почв или реликтовых признаков в почвах.

#### 5.4. Средне-Сибирская область

В ряду бореальных таежных областей Средне-Сибирская область выделяется высоким разнообразием почвообразующих пород, резкоконтинентальным климатом, господством плато и нагорий, однообразием лиственничных лесов, малой мощностью и скелетностью почвенных профилей, частыми скальными выходами. В почвенном покрове господствуют подбуры и литоземы на плотных породах, в том числе породах трапповой формации; ареалы криоземов на рыхлых отложениях невелики.



### *Условия почвообразования и общие почвенно-географические закономерности*

Почвы и почвенный покров территорий, расположенных между Енисеем и Леной, до сих пор очень слабо изучены. В отличие от рассмотренных ранее областей, Средне-Сибирская 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)



*Рис. 5.40. Плато Путорана, северо-западная часть*

либо в них обсуждается специфика почв отдельных частей этой огромной и труднодоступной территории. Рельеф Среднесибирского плоскогорья представляет собой древние субгоризонтальные поверхности и плато, образующие высотные ступени 600–700 м и 800–850 м, сложенные разными по устойчивости

нижнепалеозойскими отложениями, перекрывающими докембрийский фундамент. Он выходит на поверхность на Анабарском плато и в Енисейском кряже. Наиболее высокая часть плоскогорья — плато Путорана (рис. 5.40) на северо-западе области находится на высоте 1700 м, пониженная часть плоскогорья — располагается на высотах около 400 м, отдельные столовые возвышенности — на высотах до 800 м.



А

Б

**Рис. 5.41.** Пластовая интрузия на древней ровной поверхности выравнивания (А); Вертикальные интрузии основных пород — останцы в современном рельефе. Пластовая интрузия на древней поверхности (Б)

Уникальной чертой Среднесибирского плоскогорья является древний 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 [Воскресенский, 1968]. Мощность пластовых интрузий превышает 100 м, и они перекрывают древние поверхности выравнивания (рис. 5.41) либо, если интрузии имеют характер лакколитов, формируют обширные куполообразные массивы. Секущие трапповые интрузии сохранились в рельефе как невысокие обрывистые останцы. Столовые поверхности также бывают связаны с горизонтально



**Рис. 5.42.** Заболоченное термокарстовое понижение

залегающими известковистыми песчаниками, относительно устойчивыми к размыву. Плотные осадочные породы — глины, аргиллиты, алевролиты — приурочены к депрессиям древнего рельефа, где в термокарстовых понижениях встречаются болота (рис. 5.42). Однако на большей части территории преобладают крутые склоны, скальные выходы и курумы (рис. 5.43).



А

Б

**Рис. 5.43.** Район Подкаменной Тунгуски: А — крутой склон плато, Б — курум

В отличие от рассмотренных ранее таежных областей, в Средне-Сибирской области практически отсутствуют ледниково-аккумулятивные формы в силу как ограниченного развития ледниковых покровов (достоверные признаки ледниковых явлений установлены только на плато Путорана и в Анабарском массиве), так и преобладания денудации в связи с неотектоникой на территории всего плоскогорья. Очень малые площади занимают аккумулятивные озерные и речные террасы, на которых отмечается (палео)криогенный бугристо-западинный рельеф.

Из всего этого следует, что почвообразование протекает в совершенно особых литолого-геоморфологических и климатических условиях и только локально, в понижениях, можно было бы искать аналогии с рассмотренными ранее почвами. 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  $-39^\circ$  (на западе и востоке области), средние температуры июля, соответственно,  $+14$  и  $+18^\circ\text{C}$ . У южной границы области средние температуры января и июля равны  $-26$  и  $+18^\circ$ . На фоне этих чрезвычайно контрастных показателей отчетливо проявляется нарастание суровости

климата к востоку, что иллюстрируется и годовыми суммами осадков: от 500 мм на западе и 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 см на плато.

Сумма активных температур колеблется от 800° у северной границы северной тайги до 1400° на южной границе средней тайги. Известное сходство результатов процессов преобразования органических остатков в почвах обширных пространств объясняется характером лесов — мохово-лишайниковых и кустарниково-моховых лиственничников (рис. 5.44).

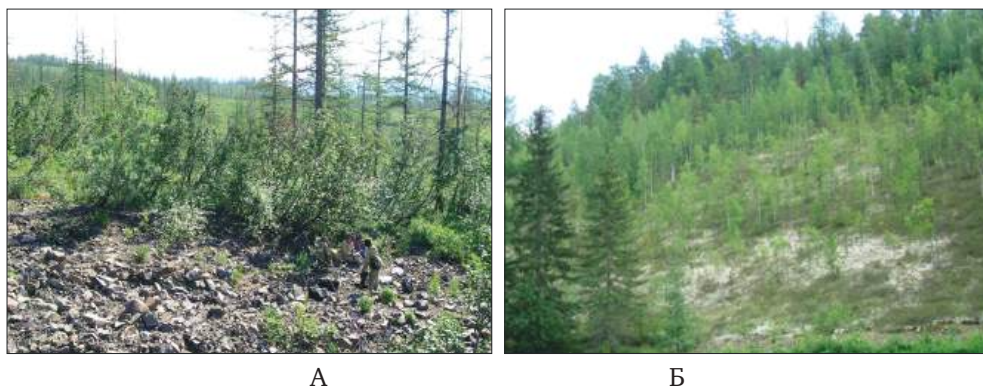


Рис. 5.44. Лиственничники: А — северотаежные, Б — среднетаежные

В северной тайге они, как обычно, редкостойны, низкостелетны. Самые сухие участки заняты лишайниковыми лиственничниками из даурской лиственницы, в более влажных или в северных лесах нижний ярус образован ерником. Переход к южной тайге отмечается распространением лиственнично-сосновых и сосновых лесов с преобладанием трав в нижнем ярусе. Площадь под лесами составляет около 80% территории, но распределение лесов неравномерное отчасти в связи с пожарами. В Центрально-Тунгусской впадине сырые леса и болота на мерзлоте занимают до 1/3 площади, что является, скорее, исключением, чем правилом. Встречаются небольшие участки осоково-гипновых и сфагновых болот округлой формы, приуроченные к воронкам жерл древних вулканов [Пармузин, 1985].

Отмеченные различия в характере таежной растительности имеют большее значение как показатель подзональных особенностей, чем как фактор дифференциации почвенного покрова. В качестве главного фактора выступают почвообразующие породы, их гранулометрический, химический, минералогический состав и скелетность (табл. 5.5).

**Почвообразующие породы и почвы в северной и средней тайге  
Средне-Сибирской области [по Соколову и Градусову, 1981]**

Породы	Каменно-мелкоземистые		Суглинистые и глинистые слабощепнистые				
	Кислые		Основные		Кислые		Основные
Дренаж	Хороший		Хороший	Плохой	Хороший	Плохой	
Почвы	Подзолы, подбуры	Подбуры охристые	Подзолистые	Глеевые, мерзлотно-таежные (криоземы), торфяные	Грануземы	Мерзлотно-таежные (криоземы), глеевые, торфяные	

**Особенности почвенного покрова и почвы**

Недостаточность фактического материала позволяет рассмотреть лишь самые общие черты почвообразования и почвенного покрова, установленные почвоведом в ходе редких маршрутных исследований. Возможно, создается известное впечатление простоты почвенного покрова, который интерпретируется с акцентом на широтно-зональные закономерности либо на литогенную матричность<sup>51</sup>. В первом случае предполагается следующий зональный ряд почв: глеемерзлотно-таежные, мерзлотно-таежные и подзолистые длительно сезонно-мерзлотные. Во втором случае основная роль в почвенном покрове отводится *подбурам*, как почвам на изверженных средних и основных сильнощепнистых породах, обеспечивающих (наряду с континентальным климатом) исключительно окислительные обстановки в почвенном профиле. Основные вулканические породы имеют «собственные» уникальные почвы — грануземы, а к гранитам, гнейсам, кварцитам и бескарбонатным песчаникам приурочены иллювиально-железистые подзолы. В противоположность перечисленным почвам с окислительным режимом и отсутствием глея на рыхлых отложениях были описаны *криоземы* — неглеевые и глеевые [Соколов, 1980]<sup>52</sup>. На известняках в бассейнах рек Оленек и правых притоков Ангары в ее нижнем течении выделяются перегнойно-карбонатные, дерново-карбонатные почвы и карболитоземы на крутых склонах. К самым высоким поверхностям выравнивания с лишайниковыми тундрами приурочены петроземы и маломощные скелетные грубогумусовые почвы.

<sup>51</sup> Зональный вариант интерпретации почвенного покрова представлен на Почвенной карте СССР 1:4М [1954]; литогенный — на картах масштабов 1:2,5М и 1:4М соответственно, 1988 и 1995 гг.

<sup>52</sup> Соколов И.А. Гидроморфное неглеевое почвообразование // Почвоведение. 1980. № 1; № 2. (В этих двух статьях обосновано выделение криоземов как особого типа почв и охарактеризованы их основные свойства.)

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* (рис. 5.45). Они относительно «индифферентны» к химическому составу пород, кроме гранитов и известняков. Как правило, мощность профиля не превышает 0,5 м, гранулометрический состав супесчаный — легко(средне)суглинистый, обломочный материал занимает больше половины почвенной массы, что неизбежно в условиях резко континентального холодного климата, ограничивающего процессы выветривания. Верхние горизонты чаще всего представлены грубогумусовыми, маломощными торфяными, торфянисто-перегнойными; мерзлота «сухая», малольдистая.

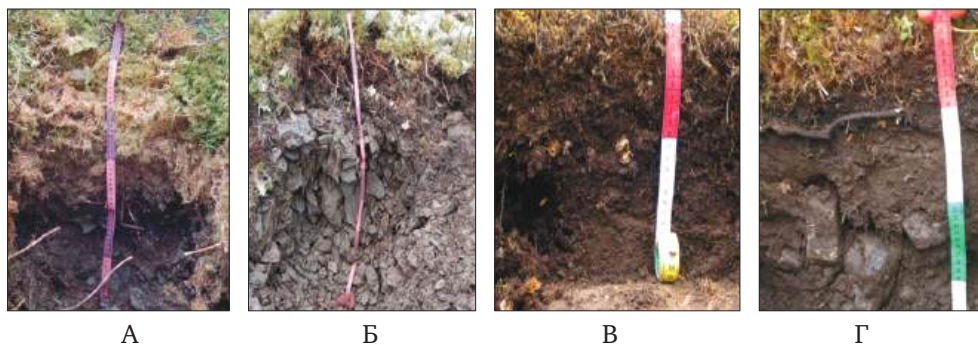


Рис. 5.45. Подбур охристый

По облику главного диагностического горизонта — альфегумусового — И.А. Соколов и Б.П. Градусов [1981]<sup>53</sup> выделяют охристые подбуры на основных породах; на Почвенной карте [1988] *таежные подбуры* разделены на *светлые* и *темные*, соответственно по преобладанию иллювирувания железистых или железисто-гумусовых соединений. Светлые подбуры тяготеют к песчаникам, аргиллитам, сланцам и менее влажным локальным условиям. На породах основного состава выделяют охристые подбуры, в свойствах которых предполагаются некоторые особенности минералогического состава, сходные с таковыми вулканических почв. Однако это разделение подбуров относительно условно, проводится в основном по факторам почвообразования и не обеспечивается достаточным количеством информации. Подбуры в северной и средней тайге могут разделяться на количественном уровне по мощности профиля и щебнистости.

Литоземы различаются характером верхнего горизонта: от торфяного (рис. 5.46, А) до дернового (рис. 5.46, Г) в самых благоприятных условиях, а также почвообразующей породой, залегающей на глубине не более 30 см. Ею может быть: разборная скала (рис. 5.46, Г), плита (рис. 5.46, Б) или крупные валуны (рис. 5.46, В).

<sup>53</sup> Соколов И.А., Градусов Б.П. Особенности автономного почвообразования в условиях холодного гумидного климата // Почвоведение. 1981. № 1.



**Рис. 5.46.** Литоземы: А — торфяно-литозем на базальте, Б — органо-литозем на сланце, В — торфяно-перегнойный литозем на плите, Г — дерново-литозем на валунах

К почвам ствола первичного почвообразования относятся петроземы — плотные породы с протогумусовым (W) или опадо-подстилочным (O) горизонтом (рис. 5.47).

Подзолы встречаются реже подбуров в связи с меньшей распространенностью кислых и бедных почвообразующих пород (бескарбонатные песчаники, граниты), а также с недостаточным атмосферным увлажнением, которое является также причиной преобладания среди подзолов железистых, а не гумусовых вариантов (рис. 5.48). По мощности, кроме обычных подзолов, В.М. Корсунов [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 подбурами, тяготеющими в нижнем Приангарье к песчаникам с



**Рис. 5.47.** Петрозем с протогумусовым горизонтом под мхом. Внизу — слой базальта

карбонатным цементом. Специфические особенности минералогии и химизма материнских пород — долеритов, базальтов, габбро-диабазов — наследуются почвами, которые Н.А. Ногина и О.В. Макеев назвали в свое время дерново-лесными, чтобы отделить их от предписанных зональным принципом подзолистых; позднее И.А. Соколов [1974]<sup>54</sup> предложил для них новый термин: «грануземы».

<sup>54</sup> Соколов И.А. Грануземы — таежные недифференцированные почвы на суглинистых отложениях основного состава / Тр. Межд. конгр. почвоведов. Т. VI (I). М.: Наука, 1974.

Последнее название отражает характерный морфологический признак почв: своеобразную высокую структурность срединного железисто-метаморфического горизонта, состоящего из округлых агрегатов правильной формы и простого строения — гранул (BFMgr; рис. 5.49). Роль структурора выполняет железо, высокое содержание которого в профиле является следствием основного состава пород. Гранулированный горизонт сменяется в профиле криогенно-оструктуренным плитчато-листоватым горизонтом BC(g), в котором или немного ниже появляются признаки надмерзлотного оглеения. В отличие от подбуров и подзолов, в грануземмах имеется не только грубогумусовый горизонт, но и слабо развитый серогумусовый, что связано с богатством пород основаниями (рис. 5.50).



Рис. 5.48. Подзол

Влияние пород проявляется также в нейтральной реакции нижних горизонтов на фоне слабокислой в верхних, в насыщенности поглощающего комплекса основаниями 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; в илистой фракции были определены смектито-подобные образования.

Облик грануземов с их сложным профилем, по сравнению с другими почвами рассматриваемой территории, с характерными педогенными структурами и минералогическими особенностями, не вызывал особых сомнений и дискуссий, в отличие от их ареалов. В первых работах, посвященных среднесибирским грануземам, они считались основными элементами почвенного покрова траптовых плато, чередуясь с 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 уменьшили ареал грануземов за счет признания таковыми почв только на мелкоземистых



Рис. 5.49. Гранулы горизонта BFMgr

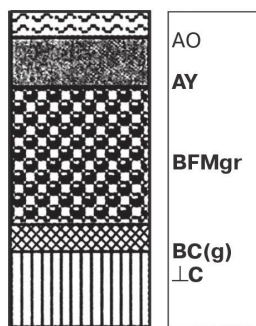


Рис. 5.50. Схема строения профиля гранузема

дериватах 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 Средне-Сибирском плоскогорье, тогда как с современных позиций они рассматриваются как локальные почвы в аккумулятивных частях катен траптовых плато. Крупный ареал грануземов выделен у западных подножий плато Путорана в узкой полосе ледниковой аккумуляции (в области «больших озер» Центральной Субарктики; рис. 5.51). На основных породах в средней тайге и южнее встречаются почвы с ярко- или рыжеватобурым недифференцированным профилем не-

большой мощности, с грубогумусовым горизонтом и отсутствием явных криогенных признаков; они обогащены несиликатными оксидами железа, не насыщены основаниями, имеют слабокислую реакцию, аккумулятивное или равномерное профилевое распределение илистой фракции. В отличие от подбуров, в них не выражены органо-железистые кутаны и нет ослабления теплых тонов окраски вниз по профилю (признаки альфегумусового процесса), они содержат больше мелкозема и меньше обломков пород (рис. 5.52). По комплексу признаков эти почвы определяются как ржавоземы в «Классификации ...» [2004] и относятся к отделу железисто-метаморфических почв с одноименным диагностическим средним горизонтом BFM. Их генезис объясняется ожелезнением *in situ*, предполагающим высвобождение железа из богатых им первичных минералов и осаждением в форме различных оксидов, выполняющих функции структуратора, с минимальными миграциями в профиле. На Почвенной карте РСФСР [1988] они названы буротаяжными или буроземами грубогумусовыми как синонимом, что несколько противоречит представлениям о «классических» буроземах под широколиственными лесами. Однако в ржавоземах можно обнаружить некоторые черты крайних членов ряда



Рис. 5.51. Область «больших озер»

буроземов — кислых, ненасыщенных, грубогумусовых. В отличие от подбуров в ржавоземах не бывает торфяного или сухоторфяного горизонта; в отличие от буроземов в них редко формируется лесной муллевый горизонт, поэтому им «предписан» грубогумусовый горизонт, встречающийся во многих почвах средней тайги.

На фоне господствующих литогенных почв относительно малые площади занимают почвы на суглинистых отложениях, которые должны представлять условно зональные почвы. На суглинках в условиях близкого залегания льдистой мерзлоты формируются криоземы, прежние мерзлотно-таежные почвы. Они в наибольшей мере соответствуют комплексу факторов почвообразования северной и средней тайги и не встречаются в южной тайге. Избыточному увлажнению этих почв способствуют пологие формы рельефа, тяжелый гранулометрический состав мелкозема почвообразующих пород, близкое залегание мерзлоты: 30–70 см в конце лета. Однако не всегда



Рис. 5.52. Ржавозем

комбинация перечисленных обстоятельств вызывает развитие глея. К механизмам, ограничивающим оглеение, относятся: криогенное перемешивание почвенной массы и трещиноватость, обеспечивающие аэрацию и поступление в почву кислорода; низкие температуры, положительно влияющие на кислородный (окислительный) режим, но ограничивающие микробиологическую активность и гумусообразование. В результате формируются почвы с простым однородным профилем, состоящим из органического горизонта, однородной бесструктурной грязно-бурой массы с признаками криотурбаций, подстилаемой мерзлотой. В Программе Почвенной карты 1972 г. такие почвы назывались «мерзлотно-таежными гидроморфными неглеевыми». Позднее был предложен термин «криоземы».

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 (рис. 5.53). Малая мощность надмерзлотной толщи в гомогенных криоземах определяет высокую интенсивность криогенного перемешивания, препятствующего дифференциации на горизонты. Надмерзлотная минеральная толща содержит щебень,



Рис. 5.53. Торфянистый неглеевый криозем, мерзлота на глубине 0,5 м

фрагменты и обрывки органического материала и даже верхнего горизонта. Торфяно-перегнойные криоземы образуют комплексы с различными болотными почвами.

### Почвы южной тайги



Южная тайга Средне-Сибирской области по особенностям климата, факторам дифференциации почвенного покрова, многим почвенным процессам ближе к бореальным таежным областям, чем к суббореальным. По температурному режиму южная тайга близка средней: температуры самого теплого и холодного месяцев составляют,

соответственно  $+17^{\circ}$  и  $-21^{\circ}\text{C}$ , 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  $10^{\circ}\text{C}$  [Хисматуллин, 1970].

Как и в северной и средней тайге, почвообразующие породы здесь являются главной причиной различий между почвами (табл. 5.6). В южной тайге они еще более разнообразны: к траппам и туфам, известнякам и песчаникам добавляются красноцветные карбонатные песчаники, аргиллиты и сланцы; в Западном Приангарье — покровные суглинки и глины, древнеаллювиальные пески, в Енисейском крае — граниты и кварциты.

Кроме светлохвойных травяных лесов, имеются и темнохвойные: мелкотравно-зеленомошные или долгомошные ельники и пихтарники, иногда с кедром и мелколиственными породами. По общему характеру и вкладу в почвообразование южнотаежные леса Средней Сибири близки к типичным таежным и существенно отличаются от западносибирских подтаежных травяных осиново-березовых лесов.

Территория расчленена притоками Ангары, в приречных частях нередко крутые склоны, узкие долины, скальные выходы, карстовые формы. На юго-востоке рельеф представляет собой всхолмленную возвышенную равнину с отдельными сопками, сложенными основными породами. На равнинных междуречьях Бирюсы — Чуны и Чуны — Ангары, на фоне суглинков и глин встречаются останцы с трапповыми покровами, выходы известняков и песчаников под лиственнично-сосновыми лесами. Бассейн Верхней Ангары представляет собой обширное возвышенное плато (абс. высоты 300–600 м), сложенное плотными

карбонатными породами, с относительно монотонным рельефом западнее Ангарского кряжа и расчлененным эрозионно-тектоническим рельефом на юге с отдельными известняковыми грядами выше 1000 м и небольшими массивами основных пород. Тем не менее щебнисто-суглинистые и суглинистые отложения в южной тайге занимают большие площади, чем в северной и средней.

Таблица 5.6

**Почвообразующие породы и почвы в южной тайге  
Средне-Сибирской области**

Суглинки и глины	Кислые плотные породы, пески	Песчаники		Известняки	Сланцы	Основные породы
		бескарбонатные	с карбонатным цементом			
(Дерново-) подзолистые, в т.ч. с ВГГ	Подзолы, поверхностно-подзолистые	Дерново-подзолистые	Дерново-подзолистые остаточнокarbonатные	Карболитоземы, темногумусовые остаточнокarbonатные	Дерновые метаморфические	Ржавоземы дерновые

В почвенном покрове между северо-западной и юго-восточной частями ареала южной тайги 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. Для северо-западной части с ее относительно мягким климатом, суглинистыми породами под темнохвойными лесами характерны подзолистые и дерново-подзолистые почвы, в том числе *дерново-подзолистые почвы со вторым гумусовым горизонтом (ВГГ)*.

Дерново-подзолистые почвы промерзают глубоко и на продолжительное время, имеют маломощные серогумусовые горизонты, глубоко оподзолены; глубина текстурного горизонта достигает 2 м. Обычно ВГГ залегает в пределах элювиальной толщи и отличается от вышележащего увеличением содержания гумуса на 1–1,5%, а также отношением  $S_{гк}/S_{фк}$  около 2 на фоне величин 0,2–0,5 в серогумусовом горизонте. В нижних частях катен ВГГ сливается с темноцветными горизонтами почв шлейфов склонов. По мнению Ш.Д. Хисматуллина (1970), почвы с ВГГ являются переходными к *темноцветным почвам шлейфов склонов* и понижений на водораздельных равнинах. 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 слабой выраженности промывного режима, позднему оттаиванию, подтоку неагрессивных

почвенных растворов. В почвах же склонов остаточный характер ВГГ объясняется разрушением его сверху подзолообразованием, тем более энергичным, чем выше по склону расположен профиль.

На песчаных террасах выделяются почвы с нечетким альфегумусовым профилем (*поверхностно-подзолистые*) и нейтральной реакцией нижних горизонтов.

В юго-восточной и центральной частях ареала южной тайги возрастает разнообразие почвообразующих пород, и почвенный покров вновь приобретает литогенную мозаичность. Почвы с недифференцированным профилем приурочены к основным породам и глинистым сланцам. На первых формируются маломощные *дерновые ржавоземы* с нейтральной реакцией, насыщенные, подстилаемые с 30–50 см трапповой щебенкой (дерново-лесные или дерновые железистые почвы в работах О.В. Макеева и В.А. Снытко). На востоке, на Ангарском кряже и отдельных массивах карбонатных пород, распространены темногумусовые карболитоземы на известняках и дерново-подзолистые остаточно-карбонатные почвы на красноцветных песчаниках с карбонатным цементом. Столь необычная порода объясняет своеобразие почв. Они имеют текстурно-дифференцированный профиль благодаря высокой проницаемости песчаников при достаточном количестве осадков и кислую реакцию; вместе с тем содержат 6–12% гумуса, в срединном и нижних горизонтах насыщены основаниями. Дерново-подзолистые почвы занимают наиболее высокие уровни, ниже на красноцветных песчаниках расположены дерново-карбонатные оподзоленные, а еще ниже — дерново-карбонатные выщелоченные почвы.

На мелкоземисто-щебнистых продуктах выветривания основных пород формируются ржавоземы и даже дерново-ржавоземы, которые О.В. Макеев называл дерново-железистыми почвами, подчеркивая «дерновость» — процесс гумусонакопления, которому благоприятствуют травянистые леса, основные породы и обеспеченный дренаж.

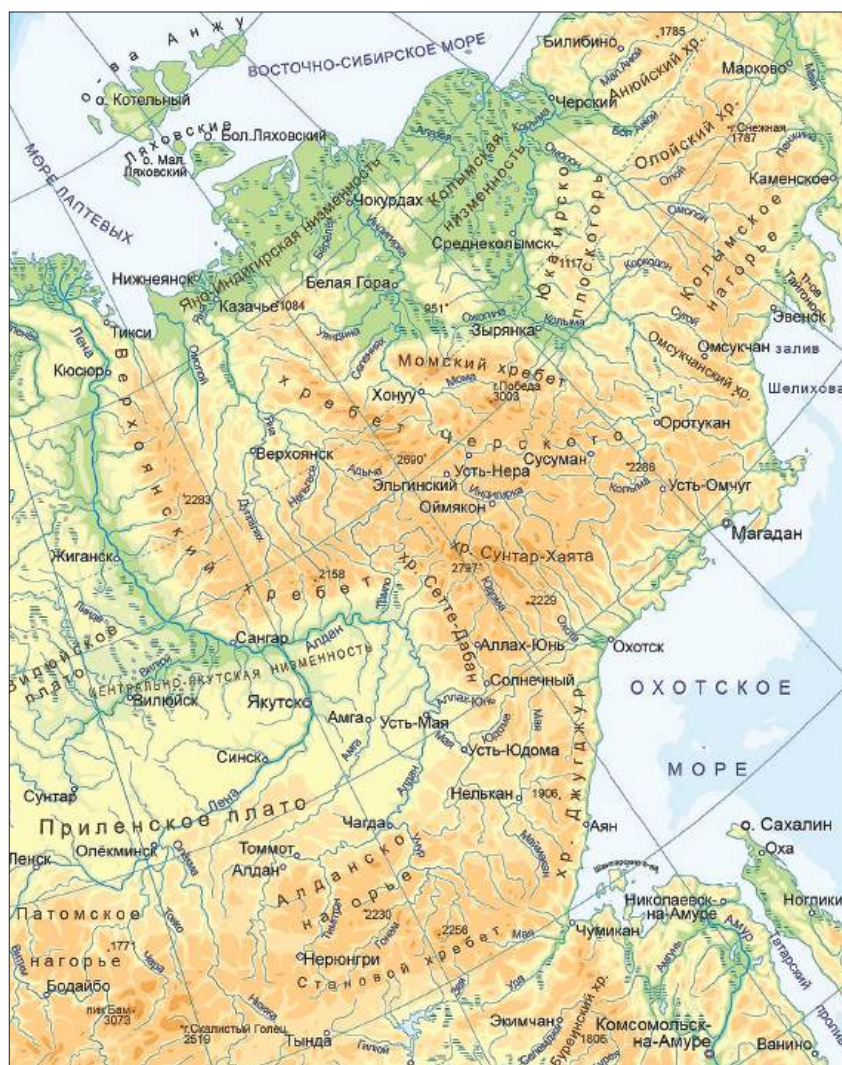
Енисейский кряж имеет небольшие высоты и относительно мягкий климат, на нем прослеживаются отдельные элементы вертикальной смены почв — ржавоземов и альфегумусовых; подзолы тяготеют к дериватам кислых изверженных пород.

Таким образом, для почвенного покрова Средне-Сибирской таежной области характерны:

- чередование контрастных по свойствам почвообразующих пород, определяющих литогенную матричность или «макромозаику» почвенного покрова;
- сходство закономерностей состава и строения почвенного покрова и почв северной и средней тайги;
- проявления вертикальной зональности на наиболее высоких плато — лишайниковых тундр на петроземах и литоземах выше пояса подбуров лиственничных лесов;
- широкое распространение подбуров преимущественно на средних и основных породах, а также карболитоземов и остаточно-карбонатных почв разных отделов на известняках и песчаниках с карбонатным цементом;
- формирование на дериватах основных пород железисто-метаморфических почв: грануземов на мелкоземистых субстратах при близком залегании мерзлоты в северной и средней тайге и ржавоземов на относительно щебнистых породах в средней и южной тайге; к ржавоземам отнесены почвы, показанные на Почвенной карте 1:2,5М масштаба как буроземы грубогумусовые;
- бореальный характер южной тайги, отличающейся от подтайги Западной Сибири составом почвенного покрова, отражающего разнообразие пород, и свойствами зональных дерново-подзолистых почв;
- подчиненное значение мерзлотных почв на суглинистых отложениях — криоземов (по И.А. Соколову), гомогенных и тиксотропных.

### 5.5. Восточно-Сибирская область

Высокие горные хребты (выше 2000 м н.у.м.) и плато между ними, резко континентальный климат на большей части территории и холодный условно морской в прибрежной полосе, изверженные и метаморфические породы при ограниченном распространении рыхлых отложений, маломощные скелетные почвы среди курумов и гольцов — характерные черты области. Ареалы подбуров на склонах невелики, и еще меньшие пространства занимают криоземы и «криоглеевые» почвы на щебнисто-мелкоземистых породах. Характерны иллювиально-многогумусовые подзолы в узкой приморской полосе и криоаридные почвы локальных ареалов холодных степей на высоких плато. Почвы изучены крайне слабо.



### *Факторы почвообразования*

Огромная труднодоступная область, протягивающаяся с севера на юг от истоков Колымы до низовьев Амура, состоит из высоких хребтов, разделяющих обширные средневысотные нагорья и плато. К северной части области относятся хребты: Верхоянский, Черского, Момский, Колымский, Сунтар-Хаята. Субмеридиональный хребет Sette-Daban отделяет Восточно-Сибирскую область от Якутской. Южная часть включает Алданское нагорье со Становым хребтом, северные части Нижнего Приамурья.

О почвах Восточно-Сибирской области известно значительно меньше,

чем о почвах других таежных областей; даже маршрутными исследованиями охвачены сравнительно небольшие районы. Особенности рельефа и географического положения области определяют следующую субординацию главных законов географии почв: вертикальная зональность > провинциальность > широтная зональность. Они были положены в основу Почвенной карты Северо-Востока Евразии масштаба 1:2,5М, составленной Е.М. Наумовым [1993].



*Рис. 5.54. Типичный горно-эрозионный рельеф. Колымский хребет*

Большая часть территории располагается на высотах около 1000 м, абсолютные отметки плато и плоскогорий составляют 1500–2000 м, а высоты отдельных вершин окружающих их хребтов приближаются к 3000 м. Низких равнин почти нет за исключением низменности в верховьях Колымы и крайне узкой прибрежной полосы. Рельеф области определен С.С. Воскресенским [1968] как горно-эрозионный с ограниченным участием аккумулятивного и ледникового. Сформированный мезозойской складчатостью горный рельеф был пенепленизирован к палеогену, после чего спокойный тектонический режим сменился активными движениями земной коры, которые обусловили общий облик «возрожденных гор» (рис. 5.54). Современные формы рельефа связаны с денудацией, накоплением осадочных толщ и склоновыми мерзлотными процессами: широко распространены курумы, солифлюкционные терраски, полосы мелкозема вдоль склонов. Платообразные, относительно ровные поверхности рассматриваются как остатки древнего пенеплена или результат денудации горизонтально залегающих слоев плотных осадочных пород. Рыхлые отложения 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 врезанных речных долинах, в них обра-



*Рис. 5.55. Наледь в широкой речной долине*



*Рис. 5.56. Средняя тайга в районе Магадана*

реженные, к северу переходящие в редколесья, образуют нижний горный пояс (рис. 5.56 и 5.57). С высотой они сменяются гольцово-тундровыми сообществами. Северотаежные лиственничные редколесья с кедровым стлаником распространены на высоких плато и нагорьях [Зоны и типы поясности..., 1999]. Географы определяют преобладающий тип растительности таежного Северо-Востока как «тундролесье» [Пармузин, 1979; Голубчиков, 1996].

Таким образом, практически повсеместно почвообразование ограничено суровыми климатическими условиями, в первую очередь краткостью активного периода, глубоким и долгим промерзанием почв, мерзлотой, а также характером субстрата — щебнистого маломощного элювия и делювия плотных пород. Почвенные профили маломощны и слабо дифференцированы на горизонты. Таковы подбуры на щебнистых субстратах, криоземы на суглинистых слабощебнистых отложениях.

### ***Почвы и региональные различия в почвенном покрове***

По многим свойствам почв и некоторым элементам строения почвенного покрова Восточно-Сибирская область имеет общие черты со Средне-Сибирской, однако отличается от нее отсутствием основных пород и связанных с ними почв и проявлениями фациальности.



*Рис. 5.57. Склоны разной экспозиции*

зуются наледи, поскольку аллювий всех рек зимой промерзает (рис. 5.55). Мелкозем, накапливающийся в наледи, аккумулируется на дне долины, что способствует формированию суглинистых аллювиальных почв над галечниками или обломками плотных пород. Таежная растительность однообразна: среднетаежные лиственничники с елью, разреженные, к северу переходящие в редколесья, образуют нижний горный пояс (рис. 5.56 и 5.57). С высотой они сменяются гольцово-тундровыми сообществами. Северотаежные лиственничные редколесья с кедровым стлаником распространены на высоких плато и нагорьях [Зоны и типы поясности..., 1999]. Географы определяют преобладающий тип растительности таежного Северо-Востока как «тундролесье» [Пармузин, 1979; Голубчиков, 1996].

Таким образом, практически повсеместно почвообразование ограничено суровыми климатическими условиями, в первую очередь краткостью активного периода, глубоким и долгим промерзанием почв, мерзлотой, а также характером субстрата — щебнистого маломощного элювия и делювия плотных пород. Почвенные профили маломощны и слабо дифференцированы на горизонты. Таковы подбуры на щебнистых субстратах, криоземы на суглинистых слабощебнистых отложениях.

Таким образом, практически повсеместно почвообразование ограничено суровыми климатическими условиями, в первую очередь краткостью активного периода, глубоким и долгим промерзанием почв, мерзлотой, а также характером субстрата — щебнистого маломощного элювия и делювия плотных пород. Почвенные профили маломощны и слабо дифференцированы на горизонты. Таковы подбуры на щебнистых субстратах, криоземы на суглинистых слабощебнистых отложениях.

### ***Почвы и региональные различия в почвенном покрове***

По многим свойствам почв и некоторым элементам строения почвенного покрова Восточно-Сибирская область имеет общие черты со Средне-Сибирской, однако отличается от нее отсутствием основных пород и связанных с ними почв и проявлениями фациальности.

На Почвенной карте Северо-Востока Евразии [1993] почвы разделены 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 суглинистые почвы), *льди-сто-мерзлотные* (почвы тяжелого гранулометрического состава и/или более влажного климата).

К сухомерзлотным и малольдистым относятся подбуры нижнего пояса северотаежных листовенничных редколесий и редины на дериватах плотных щебнистых пород. На относительно мелкоземистых участках появляются *криоземы*, которые И.П. Герасимов называл глеемерзлотными, Л.Г. Еловская — северотаежными мерзлотными, Е.М. Наумов — таежными льдисто-мерзлотными глеевыми и глееватыми, или *криоглееземами*. Как и среднесибирским суглинистым почвам, им свойственны отсутствие дифференциации профиля, его малая мощность (с полуметра идет мерзлота), криотурбированность, грубогумусовый или сухоторфяный горизонты. Характерно отсутствие оподзоленности, биогенное накопление оснований в органическом горизонте при его кислой реакции. Повышение pH книзу связывается с затрудненным выносом продуктов почвообразования, ограниченным мерзлотой. Среди криоглееземов преобладают торфянисто-перегнойные; на глинистых породах на карте Северо-Востока Евразии показаны гумусово-перегнойные криоземы. В почвенном покрове перечисленные почвы сочетаются с «почвами мерзлотных трещин», скальными выходами и курумами.

В отдельных наиболее прогреваемых местах на высоких плато и в нижних частях склонов южной экспозиции на щебнисто-мелкоземистых породах встречаются участки степной растительности (житняк, келерия, типчак, полынь холодная), которые определяются геоботаниками как дерновинно-злаковые степи, реликты дауро-монгольских степей [Юрцев, 1981]. Почвы под ними назывались сначала каштановидными, таежно-степными, позднее — криоаридными (рис. 5.58). В.И. Волковинцером было установлено, что они представляют особый тип почвообразования, свойственный также высокогорьям Алтая, Саян и гор Средней Азии [1978]<sup>55</sup>. На Почвенной карте Северо-Востока Евразии [1993] криоаридные почвы показаны как имеющие исключительно локальное распространение на Янском плоскогорье и Оймяконском нагорье. Г.М. Быстряков [1979]<sup>56</sup> выявил небольшие участки криоаридных почв в верховьях Колымы в самых сухих 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 (АК — криогумусовый)

<sup>55</sup> Волковинцер В.И. Степные криоаридные почвы. Новосибирск, 1978.

<sup>56</sup> Быстряков Г.М. Почвы и почвенный покров холодных полувсасушливых областей Северо-Востока СССР (на примере верховьев р. Колымы). Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1979.



*Рис. 5.58. Профиль криоаридной почвы и горизонт АК*

мощностью не более 20 см, серовато- или рыжевато-каштанового цвета, с мелкокомковатой хорошо оформленной структурой, содержит 2–5% гумуса гуматно-фульватного состава (Сгк/Сфк 0,9–0,4). Исследования последних лет, проведенные Институтом географии РАН [Бронникова и др., 2022; Конопляникова, 2021], выявили ряд дополнительных характерных особенностей гумусового горизонта, подтвердивших его статус как диагностического для криоаридных почв. Насыщенность корнями верхнего слоя (3–8 см) приводит к образованию большого количества мелкого детрита благодаря мерзлотному измельчению корневой массы, детрит придает горизонту теплые тона окраски и неплотное сложение. Карбонатные новообразования представлены чаще всего натечными формами — «бородками» на обломках пород и мягкими стяжениями диаметром до 6–7 см. Карбонатные кутаны на обломках пород могут сочетаться с мелкоземистыми, гумусовыми или железистыми кутанами (рис. 5.59). Криоаридные почвы обычно имеют супесчано-суглинистый состав мелкозема, нейтральную реакцию, насыщены основаниями.



*Рис. 5.59. Железистая и карбонатная кутаны на нижней поверхности гальки*

Среди интересных географических явлений в Восточно-Сибирской области упоминались наледи на реках, образующие «наледные поляны», почвы которых стали

объектом исследований магаданских почвоведов А.Ш. Оганесяна, Н.Г. Су-сековой и В.В. Аверченкова [1997]. Наледи распространены в долинах рек Верхоянского и Момского хребтов, где обнаружена самая крупная в мире наледь [Голубчиков, 1996], и хребта Черского. Почвы наледных по-лян отличаются от окружающих их почв на мелкоземистых субстратах отсутствием оглеения в связи с высоким содержанием кислорода в затопляющих их водах, повышенными значениями рН.

Фациальность как закон географии почв, отмечаемая во всех схе-мах почвенно-географического районирования, проявляется в выделе-нии влажной узкой прибрежной полосы Охотморской фации. Климат Охотского побережья очень образно описан Ю.Н. Голубчиковым [1996] как «избыточно-влажный, со знаменитыми туманами», с «ревушим ме-сивом метелей зимой», с «сочетанием промозглой влажности, низких температур и пуржистости». На побережье выпадает 350–500 мм осад-ков, в горах — до 800 мм, из которых 3/4 приходится на лето. Столь неблагоприятные климатические и погодные условия определяют су-ществование на склонах угнетенных бруснично-лишайниково-моховых лиственничных редколесий с участками кедрово- и ольхово-стланико-вых горных тундр; межгорные котловины и долины заняты инверсион-ными тундрами, которые чаще всего представлены бугристыми сфаг-новыми болотами и осоково-пушицевыми кочкарниками. С высотой редколесья сменяются кедровым и ольховым стлаником на высотах 1200–1700 м, где были описаны сухоторфянистые или грубогумусо-вые скелетные подбуры, сочетающиеся с литоземами, слабообразован-ными почвами и скальными выходами; выше 2000 м — гольцы и курумы (рис. 5.60).

Почвы формируются преимущественно на кислых изверженных поро-дах: гранитах, гранодиоритах, филлитах, реже на продуктах их переотло-жения в виде древнеаллюви-альных, озерно-аллювиальных, делювиальных и солифлюкци-онных щебнисто-мелкоземи-стых отложений. Кроме того, на побережье почти везде обна-руживается тонкий слой вулка-нического пепла кислого соста-ва, что свойственно периферии Тихоокеанского вулканическо-го пояса. Вопрос о вкладе пе-плов в формирование облика почв, не относящихся к вулка-ническим, был поднят впервые



*Рис. 5.60. Верхний горный пояс кедрового стланика*

Г.М. Быстряковым [1979], считавшим, что в морфологии профиля пеплы обеспечивают «седоватость» органического горизонта, или «присыпку», редко создавая линзы светлого горизонта, и служат источником дополнительного подкисления. Мощность слоя пеплов оценивалась им в 5–15 см. В представлениях упоминавшийся 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).

Условно зонально-фациальными почвами в Охотоморской фации принято считать подзолы иллювиально-многогумусовые с контрастным профилем на кислых щебнистых породах. Они могут иметь признаки оглеения и криотурбаций, отличаются очень кислой реакцией, высокой обменной и гидrolитической кислотностью. Фациальным признаком охотоморских подзолов является интенсивное иллювиирование гумуса: в горизонте ВНФ накапливается до 3% гумуса. Кроме основной причины — климатической обусловленности — аккумуляцию гумуса объясняют его надмерзлотной фиксацией и присутствием пеплов, источников оксидов железа и алюминия.

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

Южная среднетаежная часть Восточно-Сибирской области протягивается субмеридиональной полосой между побережьем Охотского моря и Алданом, отделяющим ее от Якутской области, 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, расположение горных хребтов и климатические режимы не дают оснований для ее разделения на фации. Климат этой территории континентальный с заметным муссонным влиянием, 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 вертикальных поясов, венчающихся гольцовым и стланиковым. В нижнем поясе, кроме лиственницы, присутствуют ель и пихта. По составу вертикальных поясов южная часть области местами приближается к Забайкалью [Зоны и типы поясности..., 1999]. Преобладание плотных кислых пород на Алданском нагорье благоприятно для развития альфегумусового почвообразования.

Почвы горной тайги Алданского нагорья близки забайкальским, 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. В почвенном покрове «средней» и «верхней» лиственничной тайги на высотах, соответственно, 700–900 и 900–1200 м происходит смена подбуров подзолами; в качестве критерия их разделения было принято наличие сплошного подзолистого горизонта мощностью не меньше 3 см. В результате статистической обработки большого массива почвенных описаний было установлено, что смену подбуров подзолами с высотой можно скорее считать тенденцией, чем закономерностью<sup>57</sup>. Кроме альфегумусовых почв, в состав почвенного покрова входят *дерново-карбонатные* почвы на плотных известняках и карболитоземы в бассейне Май. В западной части встречаются небольшие ареалы подзолистых почв на суглинистых породах.

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 и развитых почв. В нижнем горном поясе появляются темнохвойные леса из дальневосточных видов: аянской ели и белокорой пихты, а также монгольского дуба и рододендрона даурского на самых теплых и сухих склонах. Отмеченные изменения отражаются в почвенном покрове распространением *буротаежных почв* [Ливеровский, 1937, 1974], переходных между подбурами и крайними «холодными» вариантами буроземов. Они соответствуют *ржавоземам* «Классификации...» [2004]. Вместе с тем самыми распространенными почвами горных склонов в южной части Восточно-Сибирской области остаются подбуры и подзолы.

Таким образом, для почвенного покрова Восточно-Сибирской таежной области характерны:

- проявление вертикальной зональности как основного закона географии почв при подчиненном значении широтно-зональных закономерностей и ясно выраженной фациальности в северной части области — резкоконтинентальная фацция основной территории и влажная холодная Охотоморская фацция по побережью;
- разделение области на северную часть северо- и среднетаежную с тундровыми элементами и южную часть средней тайги с проявлением дальневосточных особенностей ландшафтов;

<sup>57</sup> 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.

- господство щебнистых маломощных почв и непочвенных образований на горных склонах с доминированием подбуров;
- к особым почвам области относятся криоаридные почвы холодных степей и иллювиально-многогумусовые подзолы Охотоморья.

## 5.6. Камчатско-Курильская область.

### Камчатка



Своеобразие ландшафтов, и тем более почв полуострова Камчатка определяется его положением в Тихоокеанском вулканическом кольце с действующими вулканами, выбрасывающими огромные массы пеплов.

Вулканические пепловые почвы (Andosols) со сложными профилями по типу «слоеного пирога» есть в России только на Камчатке и Курильских островах, и именно там они давно и подробно изучаются почвоведом и географами. Теплые и даже горячие почвы термальных полей тоже являются объектами исследований специалистов в науках о Земле, но они встречаются и в других регионах. В почвенном покрове полуострова отражаются и традиционные закономерности распространения бореальных почв — подбуров, подзолов, литоземов и торфяных почв.

### **Факторы почвообразования**

Своеобразие Камчатской области настолько велико, что отнесение ее к группе бореальных таежных областей может вызывать известные сомнения. Действительно, Камчатка находится в области холодного слабо континентального климата на широтах, соответствующих европейским зонам южной тайги — северной степи (Петербург–Харьков), хвойные леса составляют всего 15% лесной растительности, которая, в свою очередь, занимает 26% территории (рис. 3.1, 3.2, 3.5). Вместе с тем годовой коэффициент увлажнения в среднем превышает 1,3. Охлаждающее влияние морских течений, особенности атмосферной циркуляции и устройства поверхности обусловили влажный и холодный климат, отчетливые «бореальные» тенденции в почвах со слабым воздействием вулканизма. Наконец, структура вертикальных почвенных зон носит явный бореальный характер.

Строение почвенного покрова Камчатки определяется разной интенсивностью пеплопадов в отдельных частях полуострова и его меридиональным простираем, а также значительной высотой горных сооружений. К Восточному хребту с абсолютными высотами 1000–2000 м приурочена зона самых активных пеплопадов, интенсивность которых уменьшается к северо-западу (рис. 5.61 и 5.62). Между Восточным хребтом и Тихоокеанским побережьем протягивается полоса широко известных вулканов, высоты которых достигают 3500 м: Корякская Сопка, Авачинская Сопка, Ключевская Сопка (4688 м), Шивелуч. Вулканы и обширные вулканические плато были центрами нескольких четвертичных оледенений, не выходявших, однако, далеко за пределы восточного горного пояса. На Камчатке



*Рис. 5.61. Вулкан Мутновский*

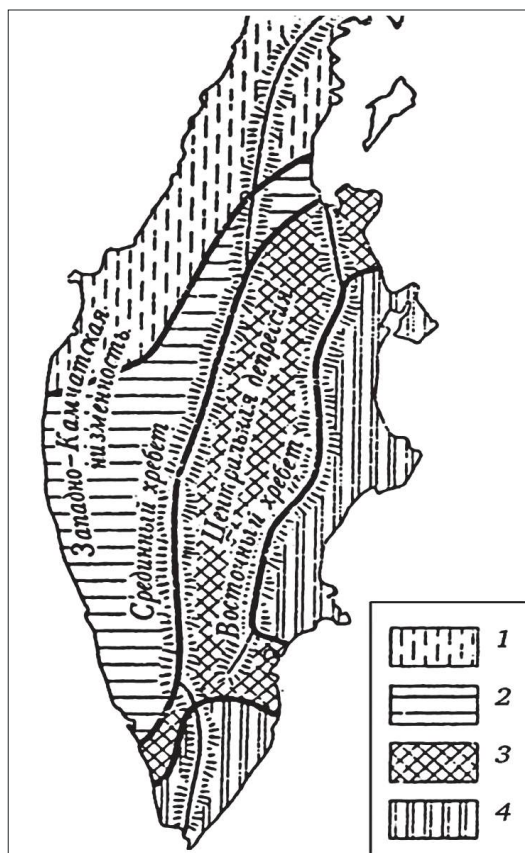


Рис. 5.62. Интенсивность пеплопадов [по Соколову, 1973]: 1 — ослабленная, 2 — слабая, 3 — умеренная, 4 — высокая



Рис. 5.63. Пример слоев тefры

известно 29 действующих вулканов. Высокая интенсивность геоморфологических процессов, вплоть до катастрофических явлений, например образования мощных грязевых потоков (лахаров) в области древнего и современного вулканизма определяет грубообломочный характер отложений, разнообразие и обилие в них слабовыветрелых минералов. Лавовые потоки склонов и поверхности вулканических плато сложены андезитами и базальтами. Как правило, они перекрыты тefрой — продуктами вулканических извержений размером от песчинок до бомб преимущественно основного состава (рис. 5.63). Возраст тefры колеблется от нескольких тысячелетий до относительно недавнего времени, последнее поступление пеплов Ключевской Сопки отмечалось в 2022 г. Самые древние слои находятся на западном берегу полуострова (рис. 5.64). Наибольшее количество слоев тefры, т.е. самые частые извержения, зафиксированы на юго-востоке. Восточная часть полуострова отличается наиболее влажным и холодным климатом со среднегодовой суммой осадков 600–800 и даже 1200 мм при мощном снежном покрове и невысоких летних температурах (+10 — +13°).

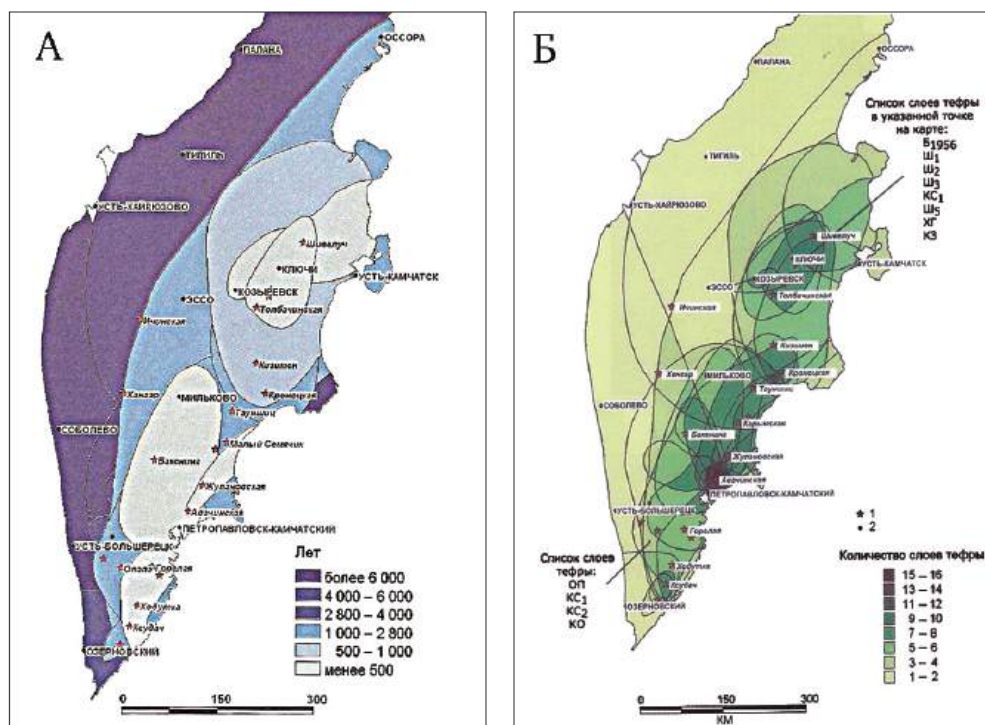


Рис. 5.64. Характеристики тефры: А — возраст верхнего слоя; Б — количество слоев [по Карпачевскому и др., 2009]

Сумма активных температур в нижнем горном поясе не превышает  $1200^{\circ}$ . Основной древесной породой является каменная береза (*Betula ertmanii*) (рис. 5.65), образующая криволесья на востоке и травянистые леса в центре.

Центрально-Камчатская межгорная депрессия отличается континентальным климатом и выполнена грубообломочными ледниково-аллювиально-озерными и пролювиальными отложениями, переслаивающимися с пеплами. В ее южной части находится «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, а на юге полуострова стланики спускаются к побережью. На Срединном хребте выше пояса стлаников встречаются низкотравные альпийские луга, которые с высотой и к северу уступают место мохово-лишайниковым и кустарниковым тундрам. В долинах произрастают тополевые леса, а при повышенном проточном или атмосферном увлажнении (на юге полуострова) развиваются своеобразные высокотравные луга, называемые здесь и на Сахалине шеломайниками. Каменно-березовые леса на западе низменности



*Рис. 5.65. Каменная береза*

встречаются отдельными островками среди болот верхового типа. Леса отличаются высокой продуктивностью, приближающейся к продуктивности европейской лесостепи. Отмеченные черты растительности свидетельствуют о благоприятных эдафических условиях на значительной части полуострова, т.е. о достаточном увлажнении при отсутствии избытка влаги и большом запаса элементов минерального питания, что свойственно пепловым почвам.

#### ***Почвы и влияние вулканических пеплов на почвообразование и распространение почв***

На ранних этапах исследования почв Камчатки господствовали представления о дерновом процессе как зональном в камчатских почвах [Ливеровский, 1947]. 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 травяные и к тому же листопадные, что 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 способствует процессу гумусонакопления за счет большого количества оснований, содержащихся в свежих пеплах. В качестве компромисса высказывалось мнение, что слабое влияние вулканизма приводит к появлению «особых форм оподзоливания», а именно альфегумусового процесса в сочетании с интенсивным выветриванием минералов пеплов и активной миграцией органо-железистых соединений [Ливеровский, 1970]. К этому времени за рубежом сложились представления о пепловых почвах (Andosols<sup>58</sup>) как особых почвах на вулканических пеплах, было проведено несколько специализированных конференций, посвященных пепловым почвам.

Свойства пепловых почв своеобразны и связаны с минералогическими особенностями пеплов, прежде всего с их малой устойчивостью к выветриванию при высокой влажности в широком диапазоне термических

<sup>58</sup> Название «Андосоли» объясняется двояко: либо как почвы, широко распространенные в Андах, либо как европеизированная комбинация японских слов, обозначающих «темная земля».

условий. В результате выветривания минералов, содержащихся в пеплах, в первую очередь вулканического стекла, а также пироксенов, амфиболов, оливина и других железисто-магнезиальных силикатов, формируются специфические вторичные рентгеноаморфные образования — аллофаны, а также органо-минеральные комплексы железа и алюминия. Пепловые почвы содержат много гумуса, имеют высокую порозность, водопроницаемость, неплотное сложение, псевдотиксотропность (при разминании структурных отдельных частей они выделяют влагу), эрозионно-устойчивы.

Наиболее полный анализ свойств вулканических почв Камчатки и закономерностей их распространения в связи с пеплопадами и другими факторами почвообразования, содержится в монографии И.А. Соколова «Вулканизм и почвообразование» [1973].

Выделенные И.А. Соколовым зоны пеплопадов разной интенсивности имеют важное почвенно-генетическое значение: в его основу положено соотношение скорости почвообразования и поступление пеплов с погребением сформированных почвенных профилей (рис. 5.64; табл. 5.7). Так, в ареале интенсивных пеплопадов полнопрофильные почвы практически не успевают сформироваться до нового поступления пеплов. На свежих пеплах поселяются немногие растения и образуется маломощный органо-аккумулятивный или грубогумусовый горизонт, который через несколько десятков лет перекрывается новым слоем пепла.

Почвенный профиль на таких территориях напоминает слоеный пирог, в котором слой свежих или слабо измененных пеплов разной мощности (от нескольких сантиметров до 10–15 см) чередуются тонкими темными гумусированными прослойками (рис. 5.66, 5.67). Близость к центрам извержения определяет относительно грубый гранулометрический состав пеплов.

Почвы называются слоисто-пепловыми, или слоисто-охристыми, и представляют собой пример синлитогенных образований, в известной мере аналогичных слоистым аллювиальным

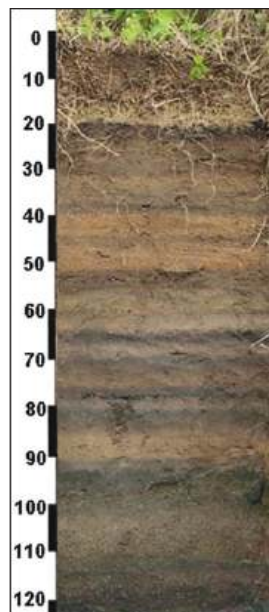


Рис. 5.66. Слоисто-пепловая почва



Рис. 5.67. Охристая почва с несколькими горизонтами ВАН между слоями пеплов

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.

Таблица 5.7

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

Районы	Удаленность от вулканов, км	Поступление пеплов, т/км <sup>2</sup>
Восточное побережье и южный район	< 30	> 1000
Центральный и юго-западный	30–150	10–1000
Северный и северо-западный	> 150	< 10

В районе умеренных пеплопадов скорость аккумуляции пеплов сопоставима со скоростью развития 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 литогенеза складывается в пользу первого. Центральным типом вулканических пепловых почв Камчатки являются охристые почвы под травяными лесами из каменной или белой березы (рис. 5.67). Профиль их состоит из нескольких элементарных профилей, соответствующих этапам активной вулканической деятельности [Соколов, 1973]. Мощности элементарных профилей приблизительно одинаковы, каких-либо закономерностей в их залегании, связанных с рельефом, не наблюдается.

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 С<sub>гк</sub>/С<sub>фк</sub> немного больше 1. На рис. 5.67 можно выделить шесть элементарных профилей с ярким рыжевато-бурым срединным горизонтом.

Диагностическим горизонтом пепловых почв является охристый горизонт VAN рыхлого сложения благодаря простой «икрянистой» водопрочной структуре. Характерны очень низкие значения плотности (< 1 г/см<sup>3</sup>) и упоминавшаяся ранее «псевдотиксотропность», т.е. выделение влаги при растирании агрегатов. Погребенные элементарные профили состоят из гумусовых и охристых горизонтов разной мощности со слабее выраженными диагностическими характеристиками.

В некоторых охристых почвах отмечены морфоны подзолистого горизонта, иногда сплошной горизонт Е. Чаще они диагностируются

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. Охристые почвы имеют легкий гранулометрический состав, кислую или слабокислую реакцию, в илстой фракции много аморфных образований. Содержание несиликатных, в основном оксалоторастворимых, форм железа, алюминия и кремнезема исключительно высокое: 2–6, 10–15 и 4–7% соответственно [Соколов, 1973].

В соответствии с изложенными выше представлениями о соотношении почвообразования и поступления пеплов, а также распределением атмосферных осадков И.А. Соколовым предложена схема пространственного разделения охристых почв [1973]. Собственно охристые почвы господствуют в центральных равнинных и низкогорных частях полуострова в зоне умеренных пеплопадов. Общая тенденция к ослаблению влияния вулканизма с удалением от Восточного хребта проявляется в развитии на юге западной низменности охристо-подзолистых или подзолисто-охристых почв. Перегонно-охристые почвы формируются под ольховым стлаником или редкостойными каменноберезовыми лесами с ольховым стлаником, в условиях относительно влажного климата. Самые «сухие» позиции со светло-охристыми почвами связаны с условиями хорошего дренажа в результате подстилания профиля галечниками или пролювиально-аллювиальными отложениями в Центрально-Камчатской депрессии и с ее относительно сухим климатом.

Исследованиями факультета почвоведения МГУ в начале 2000-х годов [Карпачевский и др., 2009] были уточнены некоторые положения И.А. Соколова в отношении распространения охристых почв. Были совмещены ареалы охристых почв, показанные на Почвенной карте [1988] (рис. 5.68, оранжевая заливка) и ареалы комбинаций факторов почвообразования, оптимальных для них (там же, серая штриховка). Оказалось, что полного соответствия не наблюдается, притом что охристые почвы остаются наиболее распространенными на полуострове, образуя нижний пояс в системе

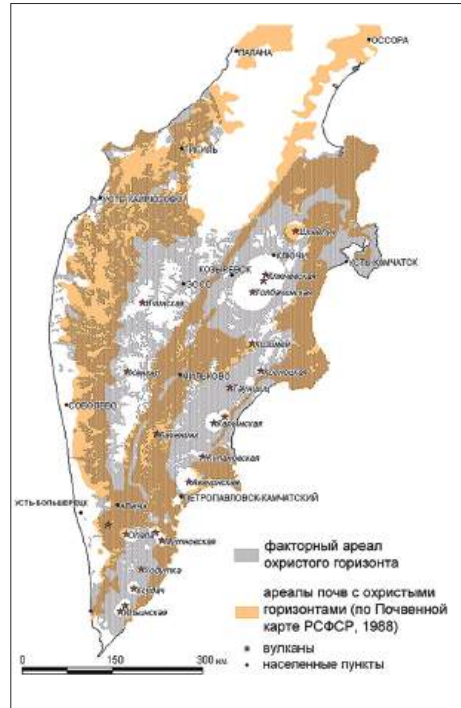


Рис. 5.68. Ареалы охристых почв [по Карпачевскому и др., 2009]

вертикальной зональности. Выше пояса охристых почв распространены сухоторфянистые подбуры и литоземы, хотя на крутых склонах и в ареалах слабых пеплопадов они встречаются и в пределах лесного пояса. Слоисто-пепловые почвы со слабыми признаками почвообразования занимают склоны действующих вулканов независимо от высоты местности.

Границы вертикальных почвенных зон определяются также широтой и положением горного массива. Так, петроземы и маломощные литоземы мохово-лишайниковых тундр и частично стлаников спускаются к побережью на севере в районе Парапольского дола; на юге Камчатского полуострова они распространены выше 800 м. По западному побережью Камчатки протягивается полоса торфяно-глеевых почв, торфяных и торфяников, содержащих примесь и даже прослойки пеплов. Мощность торфяной залежи достигает 3 м [Почвенный покров..., 2001].

### *Почвы термальных полей*

Кроме рассмотренных вулканических почв, к особым почвенным образованиям Камчатки относятся почвы (или педолиты?) термальных полей вулканического пояса на глинах гидротермальных полей, формирующиеся под воздействием специфических явлений: высоких температур, водяного пара горячих источников гейзеров и периодической аэральной подсыпки тefры (рис. 5.69). Мощность последней колеблется от долей до нескольких десятков сантиметров. Высокотемпературные почвы были детально изучены Н.П. Солнцевой и И.Л. Гольдфарбом [1998]<sup>59</sup> и названы термоземами.



**Рис. 5.69.** Участок в Долине гейзеров

температур, водяного пара горячих источников гейзеров и периодической аэральной подсыпки тefры (рис. 5.69). Мощность последней колеблется от долей до нескольких десятков сантиметров. Высокотемпературные почвы были детально изучены Н.П. Солнцевой и И.Л. Гольдфарбом [1998]<sup>59</sup> и названы термоземами.



**Рис. 5.70.** Гидротермальная переработка мелкозема почв и пород

<sup>59</sup> Солнцева Н.П., Гольдфарб И.Л. Генетические модели почвообразования на территории современных термальных полей Камчатки // Региональные проблемы экологии, географии и картографии почв (к 100-летию со дня рождения Ю.А. Ливеровского). М.–Смоленск, 1998.

Термоземы имеют уникальный тепловой режим благодаря эндогенному притоку тепла; их окраска и химические свойства сильно варьируют, что связано с разнообразием состава питающих их термальных вод (рис. 5.70). По тепловому режиму среди термоземов различают перегретые, горячие и теплые с температурой гидротермальных глин, изменяющейся в интервале 30–80°C. Термоземы могут быть сильно- и слабокислыми, засоленными. Строение профиля термозема, имеющего различную мощность, зависит от положения почвы по отношению к выходам термальных вод; в профиле обычно присутствуют органический и/или гумусовый горизонты, ниже — сильно измененные слои тефры или пестрые глины (рис. 5.71). Они преобразованы гидротермальными процессами, обычные минеральные почвенные горизонты отсутствуют. Были описаны также слоисто-пепловые и многослойные охристые почвы, сохранившие различия между горизонтами, но сильно преобразованные горячими растворами (рис. 5.72).

Начиная с работ Н.П. Солнцевой и И.Л. Гольдфарба высказываются предложения ввести термоземы в «Классификацию ...» [2004] на высоком таксономическом уровне за их особые свойства. В зависимости от условий увлажнения среди термоземов предлагается выделять дерновые термоземы и термоглееземы, а также разделять термоземы по степени прогретости, т.е. интервалам температур: от +12° до 86°C в слое 0–15 см и от +12° до 96°C на глубине 50 см [Костюк, Геннадиев, 2014]<sup>60</sup>. Этим интервалам соответствуют определенные растительные сообщества и стадии преобразования твердой фазы.



Рис. 5.71. Дерновый термозем на глине



Рис. 5.72. Термозем слоисто-пепловый

### Курильские острова

Курильские острова, или Курилы, — цепочка малых островов между Камчаткой и островом Хоккайдо. В силу своего положения в холодном

<sup>60</sup> Костюк Д.Н., Геннадиев А.Н. Почвы и почвенный покров долины гейзеров // Почвоведение. 2014. № 6.



Тихом океане и активного современного вулканизма с пеплопадами, выбросами горячих газов и гидротермами Курильские острова отличаются высоким своеобразием почвенного покрова.

### Условия почвообразования

Большая меридиональная протяженность Курильской гряды в пределах бореального пояса создает предпосылки для широтной зональности, нарушаемой наличием действующих вулканов и горным рельефом. Среднегодовое количество осадков увеличивается с севера на юг и может достигать 2000 мм. Характерна высокая сезонная и межгодовая изменчивость увлажнения. Число дней со среднесуточной температурой выше 10°C варьирует от 35° на севере Курил до 100° на острове Кунашир. Зима снежная, почвы промерзают неглубоко.

Природа Курильских островов определяется вулканами, их извержения продолжаются до сих пор. На островах насчитывается 68 действующих и потухших наземных вулканов, из них 36 активных<sup>61</sup>. Современная вулканическая активность проявляется на островах в виде извержений, струй горящих сернистых газов, термальных источников (рис. 5.73). В среднем, слабые извержения происходят на островах раз в 1–5 лет, умеренные — один раз в 11 лет, средние — раз в 22 года, сильные — один раз в 33 года<sup>62</sup>.

Растительность характеризуется высоким видовым разнообразием высотно-зональными и отчасти широтно-зональными закономерностями распределения. Так, на южных островах нижний пояс представлен широколиственными лесами, сменяющимися с высотой хвойными и каменно-березовыми лесами, затем стланиками (часто ольховыми) и лугами, а еще верещатниками, переходящими в разреженную высокогорную растительность вулканических вершин.

<sup>61</sup> Напомним, что на Камчатке с ее во много раз большей площадью насчитывается 29 действующих вулканов.

<sup>62</sup> Атлас Курильских островов. Владивосток: ИПЦ. ДИК, 2009.

Хвойные и каменно-березовые леса (рис. 5.74) представляют нижний пояс на средних Курилах, ольховый стланик — на северных; верхний пояс — луга и участки высокогорных ассоциаций. Вершины вулканов, особенно активных, лишены растительности.

### **Почвы и почвенный покров**

Почвенный покров Курильских островов слабо изучен. На Почвенной карте РСФСР [1988] отображены различные вулканические почвы, преимущественно слоисто-пепловые, вулканические сухоторфянистые и торфянисто-перегнойные, охристые. Кроме вулканических, на южных островах показаны буроземы как почвы нижних горных поясов, на северных — подбуры в соответствии с зональными закономерностями.

Значительные площади занимают торфяные, дерново-глеевые почвы как следствие большого количества осадков на всех островах Курильской гряды. Однако визитной карточкой почв Курил являются собственно пепловые почвы, свойства которых, как и на Камчатке, определяются интенсивностью и частотой пеплопадов, составом и структурой тефры. Пепловые колонки (или пеплово-пирокластический чехол, ППЧ) состоят из большого количества относительно тонких слоев и заметно различающихся слоев, т.е. результата частых и не очень сильных пеплопадов (рис. 5.75.; материалы С.Ф. Хохлова).

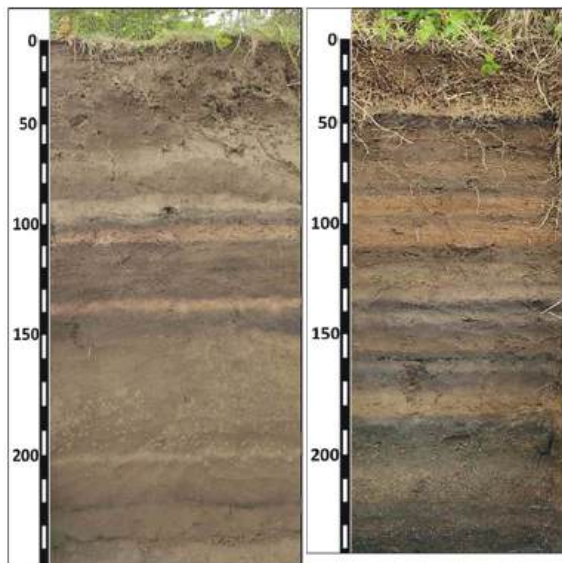
Например, пепловая колонка на левом рисунке сформирована более частыми пеплопадами по сравнению с правой колонкой. В первой отчетливы темные тонкие гумусовые горизонты в толще 50–200 см, возможно, они были грубогумусовыми или перегнойными, поскольку находились в условиях большего увлажнения. На правом рисунке С.Ф. Хохловым отмечены разные слои пеплов при малом развитии процессов гумусо-накопления. Тем не менее в обоих профилях хорошо выражен современный серогумусовый (дерновый) горизонт АУ мощностью до 50 см на погребенном гумусовом в левой колонке и на первом слое



**Рис. 5.73.** Озеро в кальдере вулкана, Кунашир

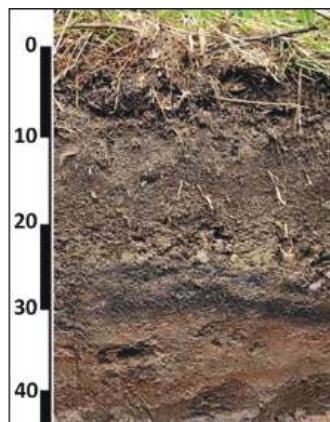


**Рис. 5.74.** Пихтово-березовый осокowo-бамбуковый лес на севере Кунашира

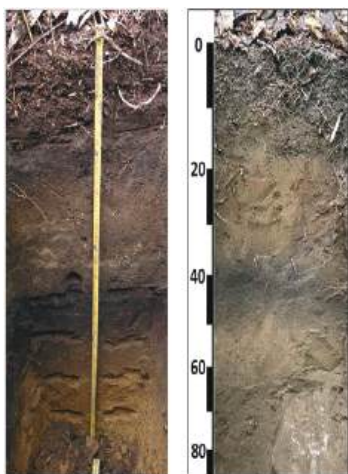


*Рис. 5.75. Пепловые колонки — вулканические слоисто-пепловые почвы*

пепла в правой. Меньшая мощность горизонта АУ на рис. 5.76 может быть связана с его меньшим возрастом, другой растительностью и более грубым материалом (тефрой, хорошо видной на глубине 20–25 см, являющейся почвообразующей породой для горизонта АУ), чем рассмотренные выше пеплы.



*Рис. 5.76. Горизонт АУ на тефре*



*Рис. 5.77. Пепловые почвы на Кунашире и Урупe с охристым горизонтом (?)*

В камчатских пепловых почвах много внимания было уделено диагностическому охристому горизонту со своеобразным комплексом свойств (квалификатор Andic в системе WRB) и, соответственно распространению охристых почв [Соколов, 1973; Карпачевский и др., 2009]. По мнению С.Ф. Хохлова, на Курилах охристые горизонты — достаточно редкое явление. Можно предположить, что ограниченное распространение (или отсутствие?) охристого горизонта (BAN в «Классификации ...», 2004), следовательно, охристых вулканических почв связано с большей молодостью почв на Курилах и более частыми поступлениями пеплов по сравнению с центральной частью Камчатского полуострова, где И.А. Соколов выделял зону умеренных пеплопадов (рис. 5.62) и охристые почвы. Вероятно,

на Курилах за небольшой «спокойный» промежуток времени между пеплопадами охристый горизонт может не успевать сформироваться; не исключены и различия в пеплах — их химическом и минералогическом составе, крупности частиц. На рис. 5.77 представлены вулканические почвы южных островов на пеплах, поступавших на поверхность с относительно большим перерывом; на глубинах около полуметра образовался темный гумусовый горизонт, ниже которого в левом профиле можно предположить наличие охристого. В правом профиле в интервале глубин 20–40 см С.Ф. Хохловым был предположительно выделен охристый горизонт VAN с относительно слабыми проявлениями его диагностических характеристик.

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

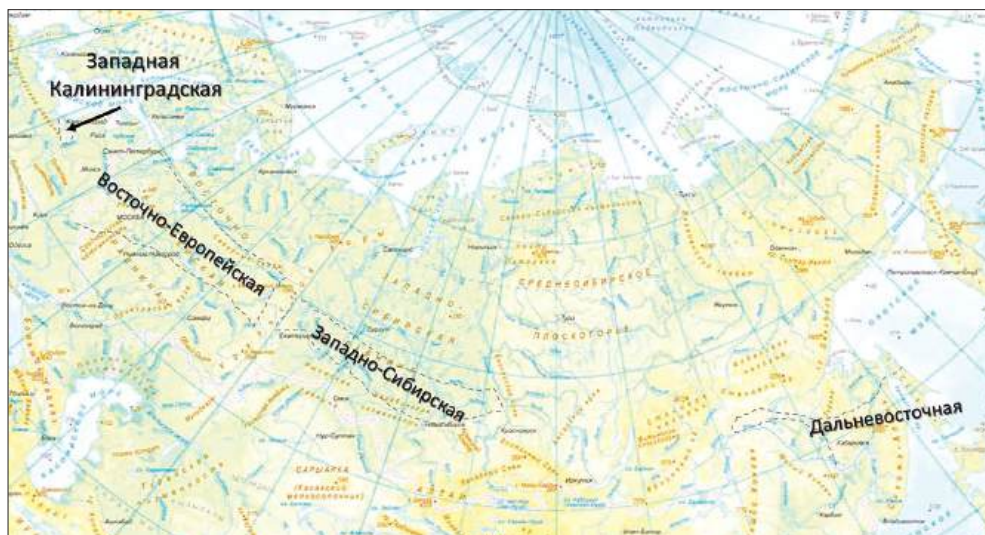
- широкое распространение вулканических пеплов со своеобразными синлитогенными вулканическими охристыми почвами;
- разное влияние пеплопадов на почвенный покров в зависимости от их интенсивности и соотношения с почвообразованием;
- вертикальная зональность как фактор дифференциации почвенного покрова в областях с умеренными и слабыми пеплопадами, дополненная широтно-экспозиционными закономерностями;
- особые свойства охристых почв — многослойное строение профиля, растущего вверх в результате пеплопадов, своеобразный состав минеральной основы, необычные водно-физические свойства, обеспечивающие оптимальный водный режим для растений, высокое плодородие;
- особые высокотемпературные почвы (?) — термоземы вблизи гейзеров.

Для почвенного покрова и почв Курильских островов характерны:

- преобладание собственно вулканических почв или почв с проявлениями влияния вулканизма; в качестве невулканических почв выделяют небольшие ареалы подбуров на севере и буроземов на юге, повсеместно — переувлажненных и слаборазвитых почв;
- среди вулканических почв больше участие слоисто-пепловых, что объясняется частыми пеплопадами по всей Курильской гряде.

## ГЛАВА 6

### СУББОРЕАЛЬНЫЕ ЛЕСНЫЕ ОБЛАСТИ. ОБЩИЕ УСЛОВИЯ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОЧВ. ГЕНЕЗИС ПОЧВ С ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫМ ПРОФИЛЕМ



Суббореальные лесные области включают равнинные Восточно-Европейскую, Западную (Калининградскую), Западно-Сибирскую и горно-равнинную Дальневосточную. Общие черты факторов почвообразования: умеренно континентальный климат, смешанные или хвойно-широколиственные леса с травяным покровом. Почвенный покров суббореальных областей складывается двумя генетическими группами почв: почвами с контрастным текстурно-дифференцированным профилем и почвами с простым однородным, часто бурым профилем; и те и другие почвы имеют гумусовые, в основном серогумусовые (дерновые) горизонты. Пространственная смена почв зависит от условий внутрипрофильного дренажа и почвообразующих пород; однако породы вносят меньшее разнообразие в почвенный покров по сравнению с бореальными таежными областями. Еще более заметное отличие от таежных территорий — малые площади болот. Почвенный покров обеих европейских областей испытывает значительное и давнее антропогенное воздействие.

Суббореальные лесные области располагаются в условиях достаточно атмосферного увлажнения со среднегодовым  $K_{\text{увл}}$ , близким к единице или слегка ее превышающим. Везде преобладают летние осадки. 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 больше трех месяцев: от 140–150 до 110 дней. По тепловым ресурсам почвообразования суббореальные почвы существенно отличаются от бореальных как продолжительностью периода активного протекания процессов, так и мощностью слоя с температурами выше 10°С. Тем не менее, почвы промерзают. На равнинах глубина промерзания опускается с запада на восток от 0–10 см до 100 см и до 1,5–2 м в Приморье (рис. 3.1, 3.2, 3.3).

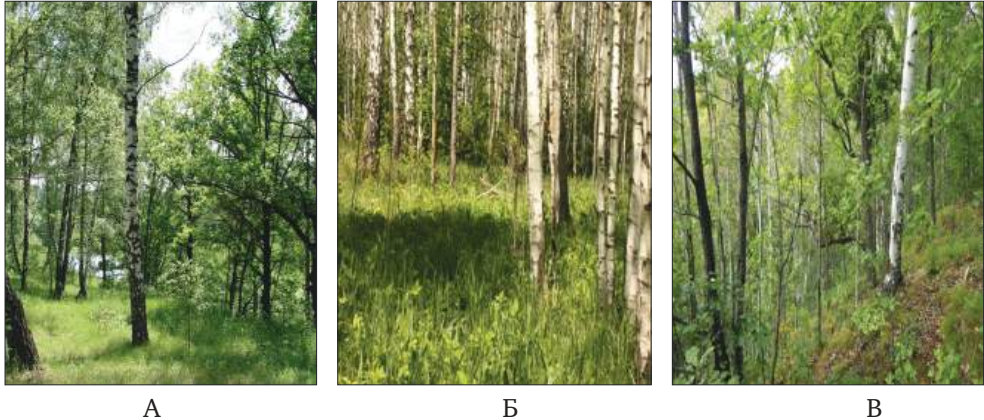
Автономные почвы формируются в условиях достаточного увлажнения, местами осложненного застойными явлениями в верхнем полуметре; застой влаги редко продолжается дольше трети вегетационного периода, и еще реже в водном режиме почв имеет место иссушение с падением влажности до величин ниже наименьшей влагоемкости (рис. 3.4). Однако почти везде 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 верхней части почвенного профиля лежат в интервале «наименьшая влагоемкость — полная влагоемкость». Водный режим лесных почв традиционно считается промывным, для Восточно-Европейских дерново-подзолистых почв определяется как «промывной с сухим периодом» [Подзолистые почвы..., 1981].

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

Тепловые ресурсы суббореальных областей обеспечивают произрастание широколиственных пород (рис. 3.5). Кроме хвойных пород, в ряде суббореальных областей в состав лесов входят граб, дуб, липа, клен, ясень, береза, кустарники (рис. 6.1).

По геоботаническому районированию России в пределах рассматриваемых областей выделяется несколько зон и подзон [Зоны и типы ..., 1999]: широколиственные леса на крайнем западе, южная тайга, смешанные и широколиственные леса на Восточно-Европейской равнине, подтайга (мелколиственные травяные леса) и черневая тайга в Западной Сибири. На равнинах Дальнего Востока распространены своеобразные хвойно-широколиственные леса маньчжурского и приамурского типов.

При всем разнообразии выделяемых геоботаниками лесных сообществ все они имеют одну общую, важную для почвообразования черту — преобладание лиственных пород, а в нижнем ярусе разнотравья с широко-травьем, малая доля мхов.



**Рис. 6.1.** Суббореальные травяные леса: А — Восточно-Европейской, Б — Западно-Сибирской, В — Дальневосточной областей

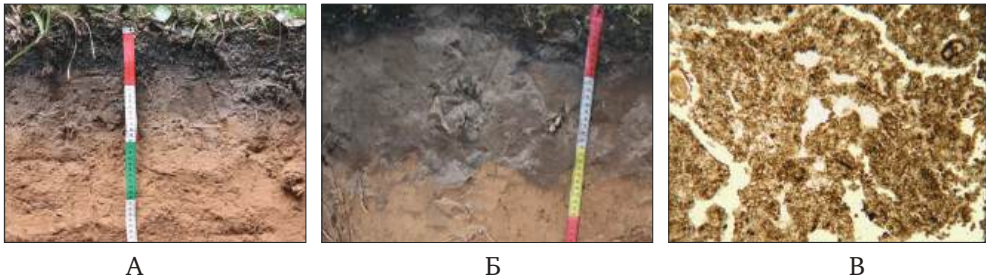
Для большинства суббореальных областей отмечается повышенная биологическая активность почв. В почвах создаются благоприятные условия для процесса гумусонакопления, и сам факт присутствия гумусового горизонта, чаще всего серогумусового (АУ), резко разделяет автономные лесные почвы суббореальных и бореальных областей. Опадо-подстилочный коэффициент убедительно подтверждает зональный тренд процессов гумусонакопления, уменьшаясь от 15–17 в таежных ельниках до 3–4 в широколиственных лесах.

С точки зрения форм гумуса горизонты почв суббореальных областей могут быть определены как модер-муль или лесной муль, т.е. светлые, буровато-серые, фульватно-бурогуматного состава с отношением Сгк/Сфк, близким к 1 (рис. 6.2). Реже, в случаях каких-либо локальных особенностей пород или увлажнения, появляются темные структурные горизонты (АU, АН). Опадо-подстилочный горизонт О выделяется далеко не во всех лесных почвах, а значительная часть опада перерабатывается в течение теплого периода.

В формировании гумусового горизонта активно участвует почвенная мезофауна, состав и функции которой изменяются при переходе от бореальных лесов к суббореальным. Резко возрастает общая численность почвенных беспозвоночных. По оценкам М.С. Гилярова и Д.А. Криволицкого [1995]<sup>63</sup>, величина биомассы беспозвоночных увеличивается от 20 г/м<sup>2</sup> в почвах среднетаежных лесов до 40 г/м<sup>2</sup> в смешанных лесах; для

<sup>63</sup> Гиляров М.С., Криволицкий Д.А. Жизнь в почве. Ростов-на-Дону, 1995.

сосняков сложных приводятся даже величины 52–65 г/м<sup>2</sup>. Максимальную населенность беспозвоночными и их разнообразие авторы связывают именно с мягким мулловым гумусом и оценивают в 100 г/м<sup>2</sup> для почв буковых лесов Дании. Летние температуры обеспечивают достаточное прогревание верхних почвенных горизонтов, и таежные подстилочные виды почвенных беспозвоночных сменяются видами, проникающими в минеральные горизонты, что способствует их оструктуриванию и накоплению гумуса хорошего качества. В подмосковных ельниках большинство почвенных животных обитают на глубине 15–20 см, причем они активно мигрируют вглубь осенью.



**Рис. 6.2.** Серогумусовый горизонт в: А — легкосуглинистой, Б — супесчаной почвах; В — микростроение горизонта: светлый, много пор, в т.ч. биогенных, мало растительных остатков, микроструктура выражена средне, есть биогенные агрегаты. Увеличение 30+

В лесных почвах с серогумусовым горизонтом много дождевых червей, о чем можно судить не только по прямым подсчетам, но и по результатам их жизнедеятельности — копролитам. Количество копролитов в верхних горизонтах дерново-подзолистых почв существенно больше по сравнению с любыми таежными почвами. Кроме подстилочного, или эпигейного вида *Lumbricus terrestris*, обитающего и в тайге, питающегося в подстилке, но делающего глубокие ходы, большое значение приобретают эндогейные 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 педофауны присутствуют панцирные клещи (орибатиды), энхитреиды, многоножки, личинки насекомых и другие группы беспозвоночных. Орибатида 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 опада и подстилки.

Суббореальные лесные области занимают холмистые моренные равнины северо-запада России, пологоволнистые вторично-моренные

равнины с покровом пылеватых суглинков центра Восточно-Европейской равнины, плоские зандровые равнины Мещеры и других полесий, внеледниковые эрозионные равнины в бассейне Камы, обширные озерно-аллювиальные равнины Западной Сибири. Для Дальневосточной области характерно сочетание плоских аллювиальных равнин по Амуру и Усури с невысокими горными хребтами, плато и котловинами.

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

Таблица 6.1

**Преобладающие почвообразующие породы в суббореальных лесных областях (экспертная оценка: 10 баллов для каждой области)**

Почвообразующие породы	Области			
	Западная	Восточно-Европейская	Западно-Сибирская	Дальневосточная
Суглинистые	+++++++	+++++++	+++	+++++
Песчаные/супесчаные	++	+++	+++++++	
Плотные кислые				+++
Плотные основные				++
Плотные карбонатные	(+)	+		

Влияние почвообразующих 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, близкими катенам таежных подзолов; двучлены с модификациями дерново-подзолистых почв; «поддубицы», поверхностно-глеевые почвы (псевдоглеи) на глинах в европейской части и несколько особыми почвами — подбелами — на Дальнем Востоке; карбонатные породы с рядами почв от дерново-карбонатных до дерново-подзолистых остаточно-карбонатных.

Антропогенное влияние на почвы и почвенный покров значительно, оно предполагает 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%, в западно-сибирских областях колеблется в пределах первых

процентов. Кроме того, почти повсеместно ведется лесное хозяйство, включающее периодические сплошные рубки, следовательно, вероятность прохождения стадий вырубков для почв под лесами высока, кроме того, нередки лесные пожары. В XX веке к возросшим агрогенным влияниям на почвы добавились интенсивные собственно техногенные. Ограничимся пока двумя примерами влияния агрогенных факторов на почвы.

1. На полях Калининградской области в результате высокой культуры земледелия, в частности длительного и 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 описаниях профилей присутствует горизонт A1A2 с нижней границей на глубине около 20 см, либо гумусовый горизонт отличается однородностью окраски, структуры и сложения на протяжении 20–25 см. Существует предположение, что горизонты с такими свойствами свидетельствуют о прежнем использовании почвы в пашне и называются остаточно-пахотными, поскольку нижняя граница пахотного горизонта располагается обычно на глубинах 17–25 см [Подзолистые почвы..., 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, которая и создает реальную картину почвенного покрова суглинистых территорий.

Контрастное строение профиля ряда автономных почв Восточно-Европейской равнины не всегда может быть следствием лишь современных почвенных процессов. В.О. Таргульяном, В.Д. Тонконоговым и А.Л. Александровским [1978]<sup>64</sup> доказывается тезис о среднеголоценовом возрасте текстурной дифференциации профиля дерново-подзолистых почв. Предполагается, что профиль был в общем виде сформирован в условиях

---

<sup>64</sup> Таргульян В.О., Тонконогов В.Д., Александровский А.Л. Гипотеза голоценовой эволюции суглинистых тундровых и таежных почв Восточно-Европейской равнины. Научные основы рационального использования и повышения плодородия почв. Ростов-на-Дону. 1978.

влажного и теплого климата Атлантического оптимума (4,5–6 тыс. лет назад) и впоследствии усложнились лишь отдельные его детали, а общее направление почвообразования осталось прежним. Полигенез текстурно-дифференцированных почв Восточно-Европейской области был детально рассмотрен В.Д. Тонконовым [1999, 2010] для почв таежных и лесных суббореальных областей.

К безусловно реликтовым явлениям, вносящим дополнительное разнообразие в строение почвенного покрова, относятся вкрапления почв со вторым гумусовым горизонтом на востоке и в центре Восточно-Европейской равнины, и на обширных равнинах Западной Сибири. Они чаще встречаются в почвах на покровных суглинках в пределах территорий с ярко выраженным палеокриогенным микрорельефом, в частности в опольях. На равнинах Западной Сибири доказаны значительные миграции зон в голоцене, что объясняет реликтовый характер горизонта.

В ареалах суглинистых пород мезоструктуры почвенного покрова слагаются почвами с разной степенью дифференциации профиля, поверхностного и грунтового оглеения. Болотные почвы низинного и переходного типов занимают малые площади, тяготеют к понижениям и бывают окаймлены полосами дерново-подзолисто-глеев(ат)ых и дерново-глеевых почв.

Катены подзолов северного типа (см. рис. 5.3) 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 Восточно-Европейской равнины, и в Западной Сибири автономные компоненты катен — подзолы иллювиально-железистые и иллювиально-гумусово-железистые — сменяются дерново-подзолами, соответствующими более мягкому климату и имеющими уже не грубый гумус или только подстилку, а вполне отчетливый светлосерый аккумулятивно-гумусовый горизонт. Ниже по катене подзолы похожи на таежные подзолы. Дерново-подзолы приурочены к разреженным травяным сосновым или смешанным лесам.

Отметим самые общие и характерные особенности почвенного покрова и почв каждой из суббореальных лесных областей. **Западная, или Калининградская область** с морским умеренно-теплым климатом и очень ровным рельефом характеризуется природным избыточным увлажнением почв, давно и успешно оптимизированным гидротехническими мелиорациями. Область представляет западную фацию буроземного почвообразования, осложненного спецификой моренных отложений. Дополнительные трудности выявления особенностей почвенного покрова области связаны с его агрогенной эволюцией.

**Восточно-Европейская область**, как обычно, представляет типичные закономерности и центральные образы почв на суглинистых и песчаных

отложениях. Ее значительная протяженность, небольшое разнообразие почвообразующих пород и особенности гидротермических условий почвообразования вызывают появление фациальных трендов в свойствах почв.

Для **Западно-Сибирской лесной области** характерна недостаточная дренированность почв, приводящая не столько к заболачиванию, как в таежной области (хотя и в значительно меньшей мере), сколько к ограничению промывного режима. В сочетании с относительно коротким периодом активного почвообразования временное застаивание влаги способствует сохранению в профиле реликтовых признаков. Специфика почвенного покрова — широкое распространение 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 текстурно-дифференцированных почв и закономерности их пространственной смены на равнинных территориях во многом сходны с восточно-европейскими. Они также зависят от положения почв в рельефе — уклонов поверхности и от муссонного климата.

### 6.1. Западная (Калининградская) область



Область находится в условиях умеренного влажного морского климата, на низкой равнине с двучленными супесчано-глинистыми породами. Земледелие многовековое, с практически повсеместным искусственным дренажем. По зональному положению почвы соответствуют буроземам.

### *Природные условия почвообразования и определение зональных (автономных) почв*

Среднегодовое количество осадков составляет 750–780 мм;  $K_{\text{увл}}$  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  $+17,5^{\circ}\text{C}$ . По основным параметрам климат определяется как умеренный морской; в терминах географии почв область представляет восточную часть Западно-Европейской фации. Это справедливо и для естественной растительности — широколиственно-еловых (дубово-грабовых и буковых) неморально-травяных лесов, которые за последние 700 лет сменились культурными лугами, залежами и пашнями; леса занимают не более 20% площади области<sup>65</sup>.

Равнинный рельеф отличается очень малыми уклонами поверхности, его основные формы — низменные равнины основной морены московского оледенения; они сочетаются с супесчано-суглинистыми слабонаклонными флювиогляциальными и плоскими озерными равнинами, а также с древними (нижнечетвертичными) западинами, в основном заполненными мощными толщами торфа. Возвышенности, с абсолютными высотами 120–130 м, в южной и юго-восточной частях области представляют собой краевые моренные гряды. По побережью заливов протягивается неширокая полоса прибрежно-морской террасы. Моренные суглинки подстилаются отложениями Балтийского ледникового озера.

Почвообразующие породы имеют тяжелый гранулометрический состав, им свойственна вертикальная неоднородность, т.е. частая смена слоев (например, чередование моренных глин с межморенными или водно-ледниковыми песками, подстиание моренных суглинков озерными песками); широко распространены «двучлены» с контрастными слоями: супеси мощностью от 10 до 40 см подстилаются плотными тяжелыми суглинками или глинами, часто содержащими обломки доломитов и известняков. Озерные глины и значительная часть моренных отложений характеризуются очень высокой плотностью ( $1,6$ – $1,7$  г/см<sup>3</sup>) и низкой порозностью благодаря компактной упаковке тонкодисперсных частиц; в моренных суглинках встречаются песчаные или супесчаные линзы и карманы.

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

<sup>65</sup> Нефть и окружающая среда Калининградской области. Т. 1. Суша. Калининград: Янтарный сказ, 2008.

возможный по параметрам атмосферного климата, ограничивается низкой фильтрационной способностью субстратов и гидрологическими особенностями территории. Повышенное увлажнение автономных почв проявляется в развитии глеевых признаков в средней и нижней частях профиля.

С другой стороны, почвенные воды имеют признаки слабой минерализации и гидрокарбонатно-кальциевый состав, что объясняется включениями обломков карбонатных пород в моренных суглинках и глинах, подстиланием морскими отложениями и близостью моря. 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 в автономных почвах  $pH_{\text{водн}}$  на глубине около 1 м нередко достигает аномальных для гумидных лесных почв значений — 8 (!) на фоне 4,5–6 в верхней части профиля. Автономные почвы под лесом имеют, как правило, контрастный по цвету, гранулометрическому составу и сложению профиль (рис. 6.3).



Рис. 6.3. Профиль почвы на двучлене под грабовым лесом

Подобное сочетание природных факторов почвообразования и отмеченные свойства почв не могли не вызвать сложностей и противоречий в генетической интерпретации автономных почв. По картам Почвенно-географического районирования [1984, 2019] рассматриваемая территория относится к зоне дерново-подзолистых почв Калининградской провинции *дерново-подзолистых слабогумусированных и болотно-подзолистых почв*. Вместе с тем на региональных почвенных картах, в публикациях [Анциферова, 2008, 2022] и в «Географическом атласе Калининградской области» [2002] на возвышенностях показаны бурые лесные почвы — буроземы на фоне дерново-подзолистых почв оглеенных, разной степени оподзоленности на равнинах. Буроземы также показаны на картах соседних стран и в Калининградской области на Почвенной карте РСФСР [1988].

Интерпретация суглинистых автономных почв области как буроземов (в том числе лессивированных, псевдоподзолистых), соответствующих

зоне широколиственных лесов, обсуждалась неоднократно на конференциях по прибалтийским почвам и представлена в серии 1977–1981 гг. по подзолистым почвам<sup>66</sup>.

В 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 с природными факторами почвообразования, а также с давним и интенсивным антропогенным воздействием, уникальным для почв России.

### *Антропогенные воздействия на почвы*

Равнинность рельефа, низкая водопроницаемость пород, обильные осадки и, как следствие, специфический гидрологический режим определяют необходимость серьезных гидротехнических мелиораций. Первые осушительные мелиорации проводились еще в XVII веке, а в середине XIX века 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 [Нефть и ..., 2008]. Осушение сельскохозяйственных земель осуществлялось закрытым гончарным дренажом в сочетании с открытыми коллекторами (рис. 6.4). Глубина закладки дрен составляет 0,9–1,2 м при малых междренних расстояниях (8–12 м), что



**Рис. 6.4.** Осушаемое поле на склоне с открытыми коллекторами вдоль склона

объясняется тяжелым гранулометрическим составом почв и пород. Для улучшения работы дренажа с середины XIX века применяют дополнительные агротехнические приемы: бороздование, глубокое и разноглубинное рыхление и кротование, что влияет на поверхностные и глубинные горизонты почв. Все эти мероприятия не могли не нарушить естественное залегание горизонтов.

<sup>66</sup> Подзолистые почвы запада СССР. М.: Колос. 1977.

Подзолистые почвы северо-запада Европейской части СССР. М.: Колос, 1979.

Подзолистые почвы центральной и восточной частей Европейской территории СССР (на суглинистых почвообразующих породах). Л.: Наука, 1980.

Не меньшее влияние на природные почвы оказали мероприятия по окультуриванию, проводившиеся с середины XIX века (рис. 6.5). Они заключались в полноценном внесении органических и минеральных удобрений, регулярном известковании. По оценкам И.Г. Важенина [1959], пахотные почвы области имели положительный баланс по азоту<sup>67</sup> и фосфору и слабый дефицит по калию. Органические удобрения в виде навозной жижи вносили ежегодно не только на поля, но и на луга. Известкование осуществлялось в полной дозе на ротацию и поддерживающей дозе раз в 3–4 года, что создавало нейтральную среду и поддерживало высокую структурность пахотного горизонта. Именно здесь, в Восточной Пруссии, в старых немецких работах агрогеологической школы были описаны «пшеничные почвы», профиль которых состоял из полуметрового темного однородного верхнего слоя и «мергелистой подпочвы».



Рис. 6.5. Окультуренная дерново-подзолистая почва

Пойменные почвы были осушены не позднее чем в середине XIX века 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. Надеждину<sup>68</sup>, 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 илистых частиц объясняет особый облик их верхних горизонтов. Они представляют собой почти черные структурные иловато-перегнойные горизонты, насыщенные основаниями, с высокой степенью разложения растительных остатков и нейтральной реакцией.

Последний этап агрогенной эволюции почв, начавшийся с 50–60-х гг. XX века, заключался в тенденции восстановления исходных свойств почв. С одной стороны, сократились дозы вносимых на поля удобрений, уменьшилась регулярность их внесения, некоторые поля были заброшены и превратились в многолетние залежи [Анциферова, 2001]. С другой стороны, со временем нарушилась работа части дренажных систем

<sup>67</sup> На 1 га пашни приходилась 1 корова и несколько свиней.

<sup>68</sup> Завалишин А.А., Надеждин Б.В. Почвы Калининградской области. М.: Изд-во АН СССР, 1954.



**Рис. 6.6.** Вторично оглеенная окультуренная дерново-подзолистая почва

вследствие заиливания и закупорки гончарных дрен гидроксидами железа, засыпания и заполнения водой коллекторных канав. В результате появились признаки оглеения ранее осушенных почв (рис. 6.6).

### **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 моренных отложений. Аккумулятивно-гумусовый горизонт маломощный (4–10 см), но темный и структурный. Подстилка практически отсутствует или состоит из тонкого слоя прошлогоднего опада широколиственных пород.

Осветленный подгумусовый горизонт разной степени выраженности и мощности, супесчаный или песчано-легкосуглинистый, буровато-светлосерый, иногда с пятнами гумусовой пропитки, с неясной структурой. Срединный горизонт, как правило, совмещен с нижним компонентом двучлена, он тяжелосуглинистый со светлыми карманами или линзами песка/супеси, редкими каменистыми включениями, очень плотный. В структуре иногда проявляется призмовидность, более отчетлива глыбистость, реже ореховатость. 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 горизонта; в карбонатном материале кутаны фрагментарные, чаще встречаются на вертикальных поверхностях. В почвах на бескарбонатных или глубококарбонатных моренах белесые языки более яркие, признаков перераспределения оксидов железа больше и они многообразнее: гумусово-железистые и марганцево-железистые пятна, конкреции, 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 и дренированностью. При повышенной мощности верхнего слоя (> 30 см) в нем развивается контактное оглеение в форме (сизовато-)

белесого горизонта или морфонов при значительном опускании вниз по профилю отбеленных языков и пятен. При малой мощности верхнего слоя цветовые контрасты в профиле и текстурная дифференциация выражены слабо. Опесчаненность и наличие супесчаных включений улучшают миграцию влаги, ограничивая оглеение, однако нельзя исключать влияние искусственного дренажа на формы и выраженность глеевых процессов.

Среди физико-химических свойств почв обращает на себя внимание необычная профильная кривая значений pH: в верхней части профиля постоянна кислая или слабокислая среда; начиная с середины срединного горизонта, т.е. с глубины 70–90 см, среда становится нейтральной, а на глубинах 100–130 см — слабощелочной. Содержание гумуса в среднем составляет 5–6% в верхнем горизонте и постепенно убывает с глубиной. Отношение Сгк/Сфк в верхнем горизонте колеблется около 0,9.

Почвы пашен и залежей отличаются бесструктурным сильно уплотненным верхним горизонтом, особенно в плужной подошве. Другая характерная черта пахотных и постагrogenных почв — присутствие в верхней части срединного горизонта агрикутан (темных глинисто-пылеватых «засыпок») в трещинах и порах. Агрикутаны считаются диагностическим признаком старопашотных окультуренных почв, что соответствует истории землепользования.

Содержание гумуса сохраняется довольно высоким во всем агрогоризонте — около 2% при мощности горизонта 25–32 см. Как правило, пахотный горизонт сменяется иллювиальным, что объясняет название почв «окультуренные дерново-слабо- или скрытоподзолистые» на почвенной карте в «Атласе Калининградской области» [2002], а также «окультуренные вторично насыщенные» [Завалишин, Надеждин, 1954].

Вопрос о генетическом названии почв с дифференцированным профилем остается открытым. С одной стороны, их отнесение к дерново-подзолистым не соответствует природным факторам и логичнее отнести их к буроземно-подзолистым, тем более что срединный горизонт не полностью отвечает критериям текстурного горизонта ВТ в «Классификации ...» [2004], по свойствам он ближе к структурно-метаморфическому горизонту VM с дополнительным признаком td — текстурной дифференциации (педогенной или литогенной) и, следовательно, почва ближе к буроземно-подзолистой. С другой стороны, почвы сильно изменены длительным окультуриванием, строительством дренажа, его функционированием и более поздними его нарушениями. Напомним, что при строительстве закрытого дренажа выравнивалась поверхность поля: срезались выступающие формы микрорельефа и слагающий их почвенный материал использовался для заполнения понижений. В итоге верхние части почвенных профилей нарушены механически и проградированы, а средние и нижние закономерно оглеены.

Исходя из изложенных соображений возможно нестрогое общее название почв: *буроземно-подзолистые проградированные оглеенные*. На следующем уровне для детализации их свойств используются определения в разных сочетаниях: поверхностно-глееватые, глубинно-глееватые, остаточно-карбонатные, а также агро-буроземно-подзолистые, если почвы распахиваются, или постагrogenные, если почвы находятся под залежью [Герасимова, Гаврилова, 2005].

Почвенный покров пологоволнистых моренных равнин относительно однороден и складывается рассмотренными выше разностями буроземно-подзолистых почв и сильно переувлажненными почвами почти плоских ложбин и западин — дерново- или перегнойно-глеевыми.

Песчаные и супесчаные породы встречаются локально: на останцах террас, речных и озерных, слагают камовые холмы, Куршскую и Балтийскую косы. К пескам приурочены иллювиально-железистые дерново-подзолы, к супесям — буроземы со слабо дифференцированным бурым профилем. Буроземы встречаются и на суглинках на холмах в условиях хорошего дренажа. Дополнительным фактором, усложняющим строение почвенного покрова междуречных равнин, является наличие торфяников низинного и переходного типов, в том числе осушенных и сработанных.

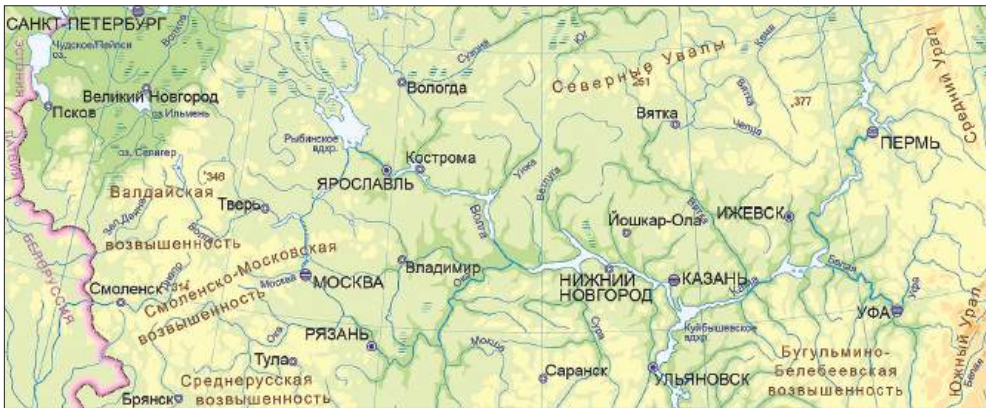
Для почвенного покрова долин крупных рек области Преголи и Деймы и многочисленных мелких рек характерно широкое распространение пойменных низинных торфяников значительной мощности, чередующихся с аллювиальными иловато-торфяными и аллювиальными гумусово- и перегнойно-глеевыми или глееватыми почвами. Поймы были осушены и использовались как высокопродуктивные луга. Осушение привело к конвергенции свойств пойменных почв, которые в целом сохранились и после частичного нарушения работы дренажных систем.

Таким образом, для почв и почвенного покрова области характерны:

- в соответствии с зонально-фациальными законами географии почв и строением профиля автономные почвы равнин относятся к буроземно-подзолистым сильно антропогенно-измененным. На склонах холмов встречаются буроземы;
- дифференциация профиля автономных почв имеет исходно литогенную природу — преобладающая часть автономных почв формируется на моренных отложениях с супесчано-легкосуглинистым верхним слоем и тяжелосуглинистым нижним, часто содержащим обломки известняка и доломита; мощность верхнего слоя определяет различия между условно природными лесными почвами;

- автономные буроземно-подзолистые почвы оглеены, имеют повышенное содержание гумуса в слое 20–30 см, унаследованное от окультуренных в прошлом почв, контрастный профильный ход кислотности;
- пойменные почвы отличаются мощным верхним горизонтом, который в зависимости от результатов осушения может быть перегнойным или дерново-перегнойным;
- почвенный покров области в целом не отличается разнообразием, в нем преобладают антропогенно-модифицированные почвы.

## 6.2. Восточно-Европейская область



Умеренно-континентальный климат центра Восточно-Европейской равнины, на большей части вторично-моренной полого-холмистой, перекрытой покровными суглинками; травяные хвойно-широколиственные, широколиственные леса, давнее сельскохозяйственное освоение, обилие городов и поселков, «эталонные» дерново-подзолистые почвы.

### *Дерново-подзолистые почвы, различия в условиях почвообразования*

Область выделяется относительной однородностью почвенного покрова, что отчетливо видно на любой мелкомасштабной карте, но вовсе не является следствием недостаточной изученности, как это было в тяжелых областях. Напротив, центральная часть европейской России постоянно была в центре внимания почвоведов; в Подмосковье 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



**Рис. 6.7.** Полигоны со светлыми трещинами на горизонтальных срезах; горизонты BEL и BT

и сложился их «центральный образ». Кроме серогумусового (дернового) горизонта и контрастного профиля, характерных для автономных почв суббореальных областей, в почвах Восточно-Европейской области выделяется развитый субэлювиальный горизонт BEL и белесые языки в текстурном горизонте BT, за что они были названы в международной классификации WRB *Albeluvisols*, позднее — *Retisols*. Первое название отражает наличие белесых языков в глинисто-иллювиальном горизонте (*argic*), второе — полигональную светлую сетку на буром фоне горизонта

горизонтального среза в верхней части этого горизонта (рис. 6.7).

Абсолютное господство дерново-подзолистых почв на суглинистых равнинах нарушается небольшими ареалами дерново-подзолов на песках, рендзин, различных почв на глинах и немногими болотами в понижениях.

Значительная протяженность области с запада на восток способствует проявлению провинциальных закономерностей в свойствах дерново-подзолистых почв, при минимальных различиях между почвами северной и южной частей области. Фациальный (провинциальный) тренд заключается в изменениях гумусового профиля почв в связи с усилением континентальности климата к востоку. В западной части области в природных почвах отмечается растянутость гумусового профиля при относительно невысоком содержании гумуса в верхнем горизонте, восточнее мощность гумусового профиля уменьшается, а содержание гумуса в серогумусовом горизонте увеличивается. Этот тренд прослеживается и южнее, но часто нарушается антропогенными факторами.

Разделение области на почвенно-географические провинции определяется геоморфологическими причинами — характером ледникового рельефа или его отсутствием. Провинции различаются не только свойствами господствующих почв, но и типами почвенных катен [Подзолистые почвы..., 1980; Урусевская, 1990<sup>69</sup>]. Исходя из этих соображений почвенный покров области рассматривается по традиционно выделяемым провинциям [Почвенно-географическое..., 2019].

<sup>69</sup> Урусевская И.С. Почвенные катены Нечерноземной зоны РСФСР // Почвоведение. 1990. № 9.

### Северо-Западная провинция

Провинция располагается в области валдайского оледенения, отделена от Балтийского щита Балтийско-Ладожским уступом — «глинтом». Рельеф: холмистые ледниковые и низкие водно-ледниковые равнины, 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. Широко распространенной почвообразующей породой является песчанисто-суглинистая морена, с каменистыми включениями, в том числе местных карбонатных пород. Моренные отложения неоднородны во всех направлениях, и среди них нередко двучлены: верхние 25–60 см имеют супесчаный или легкосуглинистый состав и по сравнению с нижней тяжелосуглинистой толщей обогащены пылеватой и мелкопесчаной фракциями. Природа двучленности, ее почвенное или допочвенное происхождение остаются дискуссионными. Предполагается образование двучленов при отложении или трансформации валдайской морены с последующей ее педогенной дифференциацией.

Водно-ледниковые отложения представлены гравелистыми разнозернистыми песками и супесями или хорошо сортированными преимущественно мономинеральными песками. Озерно-ледниковые глины и суглинки сходны с таковыми таежных областей, местами содержат карбонаты. Плотные шоколадно-коричневые тонкослоистые глины встречаются локально 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 содержат карбонаты, более того, иногда редкие рассеянные кристаллы гипса, что свидетельствует о слабом воздействии на них почвенных процессов.

В провинции изредка встречаются выходы плотных дочетвертичных пород: высококарбонатные глины в глинте, выходы известняков на Ижорской возвышенности и в Приильменье, а также обнажения известняков и доломитов в речных долинах, врезанных в карбоновую толщу.

К двучленным отложениям моренных равнин приурочены *дерново-палево-подзолистые почвы* с контактным осветлением (рис. 6.8) под высокобонитетными кисличными и широколиственными ельниками. Подобные почвы особенно характерны для провинции, они неоднократно исследовались еще со времен К.Д. Глинки, им посвящена монография Б.Ф. Апарина и Е.В. Рубилина [1975]<sup>70</sup>.

<sup>70</sup> Апарин Б.Ф., Рубилин Е.В. Особенности почвообразования на двучленных породах Северо-Запада Русской равнины. Л.: Наука, 1975.



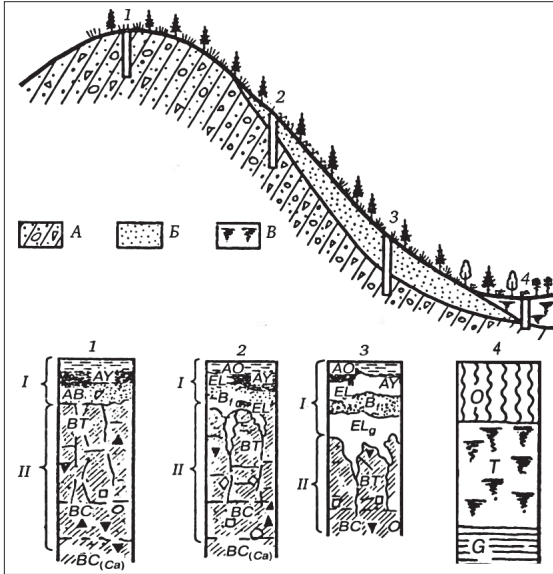
*Рис. 6.8. Дерново-палево-подзолистая почва*

Почвенные катены на двучленных отложениях подробно изучены в центральной части Валдайской возвышенности [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 (ELf), генезису которого посвящена монография Б.А. Ильичева [1982]<sup>71</sup>.

Диагностический элемент палевого горизонта, точнее, части элювиального горизонта EL с признаком f (ожелезненный) — песчинки, «одетые» в бурые или полупрозрачные светлые органо-железистые пленки, придающие ему рыжевато-бурый оттенок. Мощность горизонта 5–20 см. Под ним находится либо обычный элювиальный (EL) горизонт, либо его морфоны, иногда с признаком глееватости на контакте с горизонтом VEL или BT (BTD). Выраженность контактного осветления — глееватости — зависит от уклона поверхности и положения кровли нижнего слоя, формы контакта между слоями, т.е. обеспеченности оттока влаги внутри почвенного профиля. На выпуклых, хорошо дренируемых вершинах холмов двучленность, как правило, отсутствует и почвы имеют недифференцированный бурый профиль (рис. 6.9).

Генезис «палевости» в настоящее время трактуется как результат альфегумусового процесса, развивающегося в верхней части профиля текстурно-дифференцированной почвы. Однако, в отличие от таежных областей, образование полноценного вложенного микропрофиля подзола ограничивается относительно мягким климатом и участием неморальных видов в травянистом ярусе лесов. Дерново-палево-подзолистые почвы можно представить как почвы с начальными или слабыми проявлениями альфегумусового процесса на двучленах [Тонконогов, 2010]. С другой стороны, эти же факторы могут обеспечивать буроватую окраску и наличие аллохтонных пленок как результатов внутрипочвенного выветривания, характерных для буроземов. Выявление причин формирования «палевого» признака затруднено механическими нарушениями почвенного покрова: рубками, ветровалами, земледельческим освоением. Совершенно очевидно, что распашка до обычной на Северо-Западе глубины 22–25 см оставляет в профиле только нижнюю часть элювиального горизонта, что вообще не позволяет судить о наличии или отсутствии признака f.

<sup>71</sup> Ильичев Б.А. Палево-подзолистые почвы центральной части Русской равнины. М.: Наука, 1982.



**Рис. 6.9.** Типичная catena в центральной части Валдайской возвышенности:

А — валунный суглинок; Б — пески и супеси; В — торф.

1 — дерново-буроземная почва под ельником кисличным;

2 — дерново-палево-подзолистая почва под ельником разнотравным;

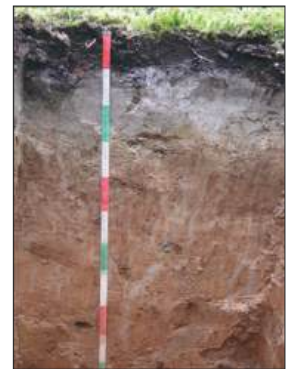
3 — дерново-палево-подзолистая контактно-глееватая почва под ельником разнотравно-черничным;

4 — торфяно-глеевая почва низинного болота под сосняком с елью сфагновым.

На рисунках 2 и 3 палевоый признак индексируется как Bf, по «Классификации ...» [2004] — EIf

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. Как следствие дополнительного увлажнения, в почвах ослабевает или исчезает «палевость», почвенный покров становится однообразнее и состоит из дерново-подзолистых почв с разной степенью выраженности поверхностного оглеения, а также типов подзолисто-глеевых и глеевых почв с торфяными и/или перегнойными горизонтами (рис. 6.10). Структура почвенного покрова территорий, длительное время находящихся под лесом, складывается пятнистыми из перечисленных вариантов почв. В сочетаниях на моренных холмах они представляют верхнее и среднее звенья, сменяясь почвами переходных или низинных болот в нижних звеньях (рис. 6.9).

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 породы процессами поверхностного оглеения [Матинян, 2003]<sup>72</sup>. Они назывались



**Рис. 6.10.** Дерново-подзолистая поверхностно-глееватая почва

<sup>72</sup> Матинян Н.Н. Почвообразование на ленточных глинах озерно-ледниковых равнин Северо-Запада России. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003.



А

Б

**Рис. 6.11.** Почвы на озерно-ледниковых глинах: А — элювозем на ленточной глине, Б — «поддубица» на «звонце»

соответствующий серогумусовым текстурно-дифференцированным.

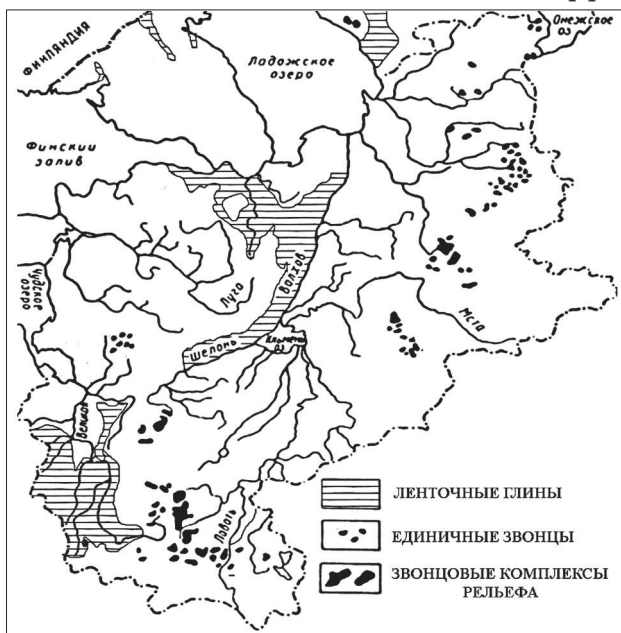
Глины имеют мощность от 2,5 до 10–15 м, плотное сложение, содержат карбонаты; естественная растительность представлена дубравами с умеренно развитым травянистым ярусом. Процесс гумусонакопления сочетается в поддубицах со слабой элювиально-иллювиальной дифференциацией на фоне малых преобразований свойств породы [Гагарина, Чижикова, 1982].

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.

К локальным (эндемичным) почвам Северо-

поверхностно-глеевыми, или псевдоглеями, в «Классификации ...» [2004] — элювоземами глеевыми и сочетаются с торфяными и перегнойными почвами низинных болот (рис. 6.11, А).

На звонцовых глинах (рис. 6.12) в условиях обеспеченного рельефом оттока избыточной влаги встречаются локальные своеобразные почвы с народным названием «поддубицы» (рис. 6.11, Б), примерно



**Рис. 6.12.** Звонцы [по Гагариной и Чижиковой, 1982] и ленточные глины

Западной провинции относятся также и почвы на дериватах плотных пород среднего состава на Карельском перешейке под 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 холмах и грядах, сложенных дериватами гранитов, были описаны катены подзолов, сходные с таежными.

Альфегумусовые почвы более разнообразны, чем в таежной области; кроме традиционного ряда подзолов в наиболее прохладных и влажных условиях (рис. 5.2), к флювиогляциальным отложениям приурочены *дерново-подзолы* и *дерновые альфегумусовые почвы* на хорошо дренированных мономинеральных песках; к слабо сортированным полиминеральным супесям и пескам с гравием — *грубогумусовые поверхностно-подзолистые почвы*. На давно освоенных территориях дерново-подзолы отличаются темным и относительно мощным постагрогенным горизонтом (рис. 6.13). Свойства подзолов также изменяются лесными пожарами в сосняках. Вертикальная неоднородность отложений объясняет наличие псевдофибров, локальное переувлажнение, следовательно, участие в почвенном покрове комбинаций иллювиально-гумусово-железистых глееватых и глеевых подзолов с различными торфяно-глеевыми почвами.



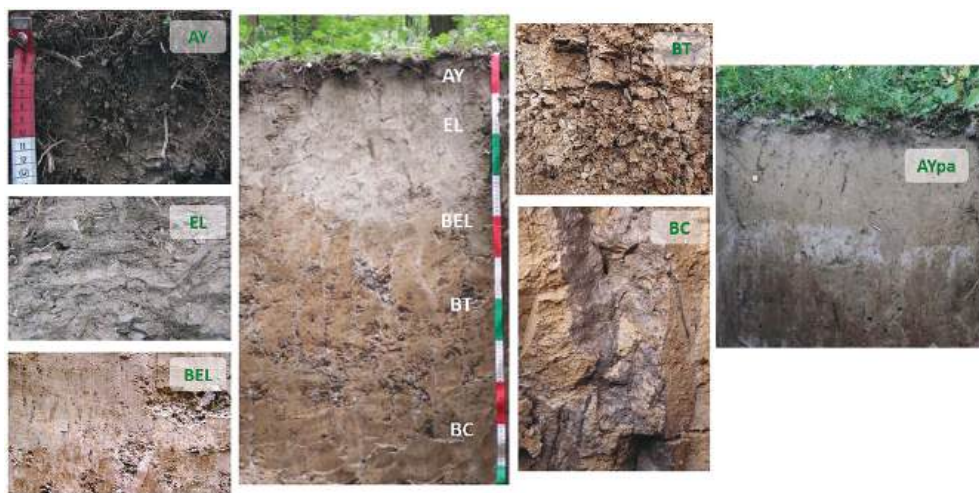
Рис. 6.13. Постагрогенный псевдофибровый железистый дерново-подзол

### Среднерусская провинция

Большая часть провинции расположена в ареале максимального оледенения и представляет собой сочетание пологоволнистых вторично-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. Моренные равнины перекрыты плащом крупнопылеватых покровных суглинков мощностью не меньше 1–2 м. Крупные низменности: Верхневолжская, Молого-Шекснинская, Ярославско-Костромская, Мещера имеют абсолютные отметки 100–150 м. Они

сложены слоистыми мономинеральными песками и супесями, иногда с суглинистыми прослойками.

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 низменности с однородными песчаными толщами и образуют «классические» ряды по увлажнению от лишайниковых сосняков до долгомошных с соответствующими подзолами. Наличие в песчаной толще суглинистых прослоек, как в Мещере, обеспечивает участие осины и ели в составе лесов. Пашни занимают в среднем 30% площади, причем их ареалы смещались во времени, следовательно, многие почвы могли пройти стадию пашни и сохранить в профиле черты агрогенных воздействий. *Дерново-подзолистые* суглинистые почвы с контрастным текстурно-дифференцированным профилем абсолютно преобладают в почвенном покрове, и их обычно считают эталоном диагностики дерново-подзолистых почв (рис. 6.14).



**Рис. 6.14.** Дерново-подзолистая почва и ее диагностические горизонты: AY, EL, BEL, AYpa, BT, BC — глинистая кутана на вертикальной грани призматической отдельности (на правом рисунке — граница прежнего агрогоризонта)

Генезис дерново-подзолистых суглинистых почв долгое время был предметом оживленных дискуссий в том числе на основе глубокого и детального исследования почвы на Клинско-Дмитровской гряде, проведенным под руководством В.О. Таргульяна к X Международному конгрессу почвоведов в 1974 г.<sup>73</sup> С тех пор сложилось мнение о формировании

<sup>73</sup> Таргульян В.О., Бирин А.Г., Куликов А.В., Соколова Т.А., Целищева Л.К. Организация, состав и генезис дерново-палево-подзолистой почвы на покровных суглинках. Морфологическое исследование. X Межд. конгресс почвоведов. М., 1974.

текстурного профиля комплексом процессов: лессиважа, кислотного гидролиза силикатов, поверхностного оглеения; не исключается протекание этих процессов в голоцене и продолжение их в настоящее время [Александровский и др., 1983; Тонконогов, 2010].

Автономные суглинистые почвы в пределах провинции и всей области немного различаются мощностью осветленной толщи («степенью оподзоленности»), глееватостью 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, т.е. серогумусовые с элементами грубого гумуса, в южных — серогумусовые горизонты приближаются к темногумусовым, грубогумусовые варианты горизонтов могут быть обнаружены под ельниками, которых очень мало. Степень оподзоленности, определяемая по мощности элювиального горизонта и/или по его нижней границе, используется на почвенных картах как показатель различий между суглинистыми дерново-подзолистыми почвами. В общем виде она зависит от уклона поверхности, однако нарушается многими факторами, прежде всего антропогенными. В результате почвенный покров суглинистых массивов слагается дерново-подзолистыми типичными и глееватыми почвами, агродерново-подзолистыми, соответственно на более крутых склонах появляются агроземы текстурно-дифференцированные; локально встречаются почвы со вторым гумусовым горизонтом. Понижения заняты *дерново-подзолисто-глеевыми*, *дерново-глеевыми* или низинными болотами. На севере провинции, Молого-Шекснинской и Верхневолжской низменностях, распространены верховые болота с олиготрофными торфяными и торфяно-глеевыми почвами.

К Среднерусской провинции с юга примыкают особые послеледниковые ландшафты ополей и полесий. Полесья (Брянско-Жиздринское Полесье, Мещера) — обширные зандровые песчаные равнины, поросшие сосновыми лесами, монотонность рельефа которых иногда нарушается невысокими дюнами. На дюнах формируются дерново-подзолы, на открытых участках — псаммоземы, на основной поверхности зандров — *подзолы и дерново-подзолы иллювиально-железисто-гумусовые глееватые и глеевые* в разных сочетаниях; верхние горизонты могут быть оторфованы.

Почвы на карбонатных моренах и выходах плотных карбонатных пород, включая речные долины, существенно менее распространены по сравнению с Северо-Западной провинцией.

### 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 делювий или выходы плотных пород. Двучленные суглинисто-супесчаные отложения широко распространены в Кировской области. Большие площади в провинции заняты водно-ледниковыми и древнеаллювиальными равнинами, сложенными с поверхности средне- и мелкозернистыми кварцевыми песками. Таковы Балахнинская низина, древние террасы Камы, Ветлуги, Алатыря и Вятки.

Расчлененность рельефа и континентальность климата обеспечивают достаточный дренаж автономных суглинистых почв. Другая отличительная черта условий почвообразования — преобладание хвойно-мелколиственных лесов с участием пихты, липы, клена и с мохово-кустарничково-травянистым ярусом.



**Рис. 6.15.** Серая метаморфическая почва на пермских красноцветных отложениях

*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, влияет на 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 частях катен появляются почвы с недифференцированным профилем, или «дерново-бурые», как их называют пермские почвоведы. На пермских

красноцветных отложениях формируются *буроземы* и *серые метаморфические* почвы (рис. 6.15). В последних, как и в дерново-подзолистых почвах, присутствует серогумусовый горизонт, подстилаемый, однако, не элювиальным, а гумусово-элювиальным горизонтом АЕЛ светло-серого цвета, залегающим на структурно-метаморфическом горизонте ВМ. Горизонт ВМ наследует красноватый оттенок породы, структура горизонта ореховатая, кутаны на гранях отсутствуют или слабо выражены. Западнее в составе почвенного покрова участвуют почвы на двучленах, однако упоминаний о микропрофиле подзола в описаниях разрезов не встречались. Двучлены имеют разное соотношение и количество слоев, есть и «обратные двучлены» (суглинок/супесь или песок), что определяет слабо контрастную литогенную мозаичность почвенного покрова.

Почвенный покров песчаных древнеаллювиальных 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 дерновыми альфегумусовыми почвами на выровненных участках песчаных равнин, псаммоземами — боровыми песками на вершинах дюн. Они сочетаются с торфян(ист)о-подзолистыми глеевыми и торфяными почвами.

### ***Ополя и почвы со вторыми гумусовыми горизонтами***

Вторые гумусовые горизонты (ВГГ) упоминались и раньше, при описании почвенного покрова таежных областей. 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. Поскольку они давно и подробно изучались в одноименных суббореальных областях, то подробно рассматриваются здесь. В Восточно-Европейской области почвы с ВГГ распространены в ополях — Мещевском, Владимирском.

*Ополя* — возвышенные волнисто-увалистые равнины, с палеокриогенным блоково-полигональным микрорельефом, сложенные с поверхности лёссовидными карбонатными суглинками; второй гумусовый горизонт характерен для почв межблочий. На космическом снимке (рис. 6.16) отчетливо видны участки полей с полигонально-изометрическими формами микрорельефа на водораздельной поверхности (а), и они слегка различаются конфигурацией и размерами. На склоне изметричные формы сменяются извилисто-линейными (б), сформированными из первых линейной эрозией. На центрально-западном участке — склоне к тому же овражку (в) — хорошо выражены борозды недавней вспашки, нарушающий палеокриогенный рисунок.

Ополя почти полностью распаханы, что отражено в самом слове, причем возраст сельскохозяйственного освоения Владимирского ополя



**Рис. 6.16.** Космический снимок участка Владимирского ополья с палеокриогенным микрорельефом (пояснения в тексте)

леопоймаемыми режимами. Однако современные условия почвообразования в опольях также могут удовлетворительно объяснить существование серых почв: карбонатность почвообразующих пород, близкое залегание жестких грунтовых вод, господство широколиственных лесов в прошлом и, наконец, само положение ополий у границы с лесостепью.



**Рис. 6.17.** Часть микрокатены с разной мощностью ВГГ во Владимирском ополье

приближается к 1000 лет. Для ополий характерен западинный микрорельеф с серыми почвами на микроповышениях и темносерыми почвами со вторым гумусовым горизонтом в понижениях (рис. 6.17). Серые почвы микроповышений содержат карбонаты глубже 60–80 см, частично в виде журавчиков, и отличаются от почв микропонижений менее мощным горизонтом: гумусовым и ВГГ. Чтобы подчеркнуть своеобразие этих комплексов и всего опольного ландшафта, А.Н. Тюрюкановым и Т.Л. Быстрицкой [1971] были предложены названия почв «ополец» и «ополица». Генезис почв ополий они связывают с палеопойменными режимами.

Однако современные условия почвообразования в опольях также могут удовлетворительно объяснить существование серых почв: карбонатность почвообразующих пород, близкое залегание жестких грунтовых вод, господство широколиственных лесов в прошлом и, наконец, само положение ополий у границы с лесостепью. Ряд исследователей (Долгова, 1964; Рубцова, 1974) также связывают формирование специфических почв Владимирского ополья с меньшей расчлененностью территории в прошлом. Предполагается суффозионное происхождение западин, а ВГГ считаются реликтами мощных гумусовых горизонтов луговых карбонатных почв, существовавших при близких грунтовых водах.

А.Л. Александровским [1983] почвы ополий со вторым гумусовым горизонтом интерперетируются с позиций смены направлений почвообразования и эволюции почв в голоцене. Радиоуглеродные датировки позволили отнести развитие элювиально-иллювиальной дифференциации к периоду Атлантического оптимума, после чего в

позднеатлантическое время имела место темноцветная стадия почвообразования. Она соответствовала климату лесостепной зоны, которая находилась на 300–400 км севернее своей современной границы. Позднее происходила деградация верхней части профиля темноцветных почв и обособление ВГГ в позднем голоцене.



*Рис. 6.18. Фрагменты ВГГ в горизонте BEL дерново-подзолистой почвы*

Другая группа гипотез происхождения почв ополей связана с палеокриогенными явлениями, особенно после того, как работами А.А. Величко, Т.Д. Морозовой, В.В. Бердникова [1996] было установлено наличие позднеплейстоценового криогенного микрорельефа на значительной части Русской равнины, представленного полигонально-блочным, блочно-западинным и западинным типами. Формирование ВГГ они связывают с луговой стадией развития ландшафтов в период климатического оптимума голоцена и с сохранением ее признаков в микрозападинах. В.М. Алифановым [1986] были отмечены реликтовые криоморфные и гидроморфные признаки в ВГГ, которые формировались в результате деградации криогенных полигонально-блочных структур. А.О. Макеевым и И.В. Дубровиной [1990] формирование палеокриогенных западинных комплексов связывается с заключительными этапами лёссового осадко-накопления в позднем плейстоцене. Второй гумусовый горизонт рассматривается как реликт мерзлотно-гидроморфной стадии почвообразования позднеледникового времени. Его место в профиле объясняется не деградацией верхнего горизонта, а погребением почвы межблочья поступившим карбонатным пылеватым суглинком.

В зависимости от конкретных условий ВГГ сохранился в профиле в виде пятен, линз или сплошного горизонта в нижней части (агро)гумусового горизонта, либо в полосе контакта с горизонтом ВТ (рис. 6.18). Он резко выделяется темным цветом, всегда более темным и ахроматичным по сравнению с современным гумусовым горизонтом, чешуйчато-листоватой структурой, обилием пылеватых белесых частиц и гуматным составом гумуса. Как и в средней тайге, появление почвы с ВГГ почти непредсказуемо, т.е. не отражается современными факторами почвообразования, кроме палеокриогенного микрорельефа, ограниченно диагностируемого только на пашне.

Таким образом, для почв и почвенного покрова области характерны:

- относительное однообразие почвенного покрова суглинистых равнин, слагающегося дерново-подзолистыми почвами, в том числе глееватыми;
- проявление на этом фоне провинциальных различий в почвенном покрове в связи с особенностями рельефа и свойствами автономных почв;
- наличие «эталонных» дерново-подзолистых почв, дискуссии об их генезисе, их агрогенные модификации;
- широкое распространение двучленных отложений, вкрапления карбонатных и глинистых пород со своеобразными почвами;
- появление почв с ВГТ в центральной и восточной частях области среди дерново-подзолистых почв;
- катены дерново-подзолов на хорошо дренированных мономинеральных песках.

### 6.3. Западно-Сибирская область



Низкая заболоченная равнина с травяными мелколиственными лесами (подтайгой) на относительно дренированных участках с дерново-подзолистыми почвами, в том числе почвами со вторым гумусовым горизонтом, крупными ареалами торфяных и дерново-глеевых почв, и оглеенными подзолами на песках.

#### *Условия почвообразования*

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». По заболоченности, рельефу, почвообразующим породам область имеет много общего с таежной, но находится вне криолитозоны, отличается составом лесных ценозов, соответ-

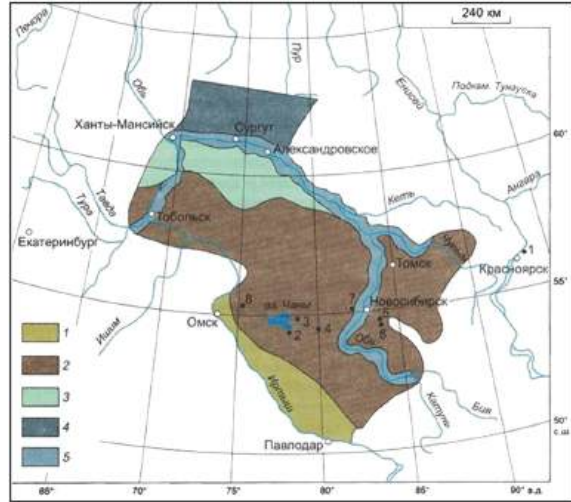
ственно, преобладающим автономным почвам — дерново-подзолистым, а также контрастностью эволюции почвенного покрова (рис. 6.19) [Гаджиев, 1982<sup>74</sup>; Зыкина, Зыкин, 2012<sup>75</sup>].

Континентальность климата проявляется в большей амплитуде температур июля и января по сравнению с Восточно-Европейской областью и в холодных зимах:  $-18$  —  $-20^{\circ}\text{C}$ . По сумме активных температур воздуха ( $1400$ – $1600^{\circ}$ ) и продолжительности вегетационного периода ( $110$ – $125$  дней) область 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 почвами европейской России.

Рельеф области создан процессами аллювиальной и озерной аккумуляции, с чем С.С. Воскресенский [1968] связывает его исключительную монотонность, и именно эту часть территории «гигантской аллювиальной равнины» считает наиболее для нее типичной. Генетически она представляет собой приледниковые бассейны с озерно-аллювиальными толщами, морфологически — плоскую или очень слабоволнистую низкую равнину с абсолютными высотами около  $120$  м; с поверхности равнина перекрыта суглинками, часто карбонатными. На западе находится узкое Зауральское эрозионное плато, высоты которого достигают  $250$ – $300$  м. Основная часть входит в Ишимскую и Васюганскую равнины, где особенно большие пространства заняты болотами. Восточнее Оби, на междуречье Чулыма и Томи, дренированность немного улучшается, абсолютные высоты превышают  $150$ – $200$  м.

Почвообразующие породы, как и в таежной области, представлены тремя группами: песками, суглинками и торфами. Мощность торфяных



**Рис. 6.19.** Почвенный покров Западной Сибири в Атлантический период голоцена (Зыкина, Зыкин, 2012). Зоны: 1 — степь, 2 — лесостепь, 3 — южная тайга, 4 — средняя тайга, 5 — аллювиальные почвы

<sup>74</sup> Гаджиев И. М. Эволюция почв южной тайги Западной Сибири. Новосибирск, 1982.

<sup>75</sup> Зыкина В.С., Зыкин В.С. Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск, 2012.



*Рис. 6.20. Западносибирская подтайга с мощным ярусом трав*

5–10 м, содержат 1–3 г/л солей и имеют гидрокарбонатный магниевонариево-кальциевый состав.

Леса тяготеют к дренированным участкам; в западной части кроме мелколиственных пород распространены ель и пихта, часто присутствуют кедр и лиственница, леса мохово-травяные (рис. 6.20). На востоке области господствуют травяные березово-осиновые леса с сосной. Центр области занят болотными комплексами Васюганских болот. Степень распаханности в среднем приближается к 3% [Почвенный покров..., 2001].

### **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.



*Рис. 6.21. Дерново-подзолистая почва*

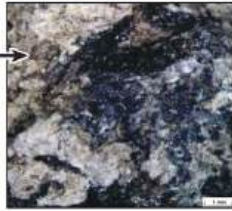
Дерново-подзолистые почвы Западной Сибири всеми исследователями описываются как почвы с ясно дифференцированным профилем, сильной и глубокой оподзоленностью, почти повсеместным вторым гумусовым горизонтом, глубинной глееватостью (рис. 6.21).

<sup>76</sup> Лисс О.Л., Абрамова Л.И. и др. Болотные системы западной Сибири и их природоохранное значение. Тула, 2001.

<sup>77</sup> Елизарова Т.Н., Казанцев В.А. и др. Эколого-мелиоративный потенциал почвенного покрова западной Сибири. Новосибирск, 1999.



**Рис. 6.22.** А — Дерново-сверхглубоко-подзолистая почва правобережья Томи со слабо выраженным ВГГ; Б — черные гумусовые кутаны — результат разрушения ВГГ



высокие значения встречаются на карбонатных или глинистых породах, а также в южной части области [Добровольский и др., 1981]. Реакция слабокислая в верхнем горизонте и слабощелочная в нижней части профиля.

В юго-восточной части области на повышенном полого-холмистом правобережье Томи С.В. Лойко [2015]<sup>78</sup> были описаны почвы с нижней границей горизонта ВЕЛ на глубине 60–70 см — дерново-сверхглубоко-подзолистые по «Классификации...» [2004], сходные с почвами черневой тайги предгорий Алтая и Салаирского кряжа. В катенах они нередко контактируют с серыми почвами со вторым гумусовым горизонтом и сами его содержат (рис. 6.22, А). Второй гумусовый горизонт, как и на других территориях, считается реликтовым, причем Н.А. Караваева предполагает, что исходными среднеголоценовыми почвами могли быть серые лесные, черноземы, лугово-черноземные и луговые почвы. ВГГ является реликтом не какой-то одной, а разных почв [Караваева, 1978, 1981], что объясняет незначительные региональные различия в его свойствах и сохранности.

Хорошей сохранности ВГГ способствуют избыточное увлажнение и низкие температуры в почвах. В этих условиях он как бы консервируется, слабо нарушается гравитационными перемещениями растворов и суспензий, промерзает только в очень холодные зимы и мало подвергается воздействию микроорганизмов. Изучение почвенных катен подтверждает зависимость мощности и выраженности ВГГ от степени гидроморфизма:

<sup>78</sup> Лойко С.В., Герасько Л.И., Кулижский С.П., Амелин И.И., Истигечев Г.И. Закономерности строения почвенного покрова северной предгорной части ареала черневой тайги (юго-восток Западной Сибири) // Почвоведение. 2015. № 4.

с улучшением внутрипрофильного дренажа ВГГ деградирует, сохраняясь в виде линз или фрагментов, расплывчатых пятен; светлеет за счет увеличения числа отмытых зерен, а продукты его разрушения перемещаются вниз по профилю. Дополнительными обстоятельствами, поддерживающими сохранность в почвах ВГГ, считаются глинистый состав пород и карбонатность нижних горизонтов. Все эти условия имеют место в западносибирских дерново-подзолистых почвах и, повидимому, объясняют частую встречаемость в них ВГГ.

Более того, вторые гумусовые горизонты встречаются и в суглинистых дерново-глеевых почвах, в том числе оподзоленных, широко распространенных в центральной части области в бассейнах левых притоков Оби — Б. Югана, Васюгана. Они связаны с карбонатными породами и высоким уровнем жестких грунтовых вод.

Характерной особенностью ландшафтов приобской части области являются широкие и неглубокие древние песчаные ложбины, пересекающие низкую суглинистую равнину с юго-востока на северо-запад (рис. 6.23). Местами они имеют гривно-ложбинный или эоловый мелкохолмистый рельеф материковых дюн и покрыты сосновыми лесами: от бруснично-зеленомошных на вершинах дюн до болот в глубоких понижениях, т.е. они напоминают «классическую» таежную катену подзолов (рис. 5.3) в условиях континентального климата.



Рис. 6.23. Дерново-глеевая почва



А



Б

Рис. 6.24. Подзолы древней ложбины в Приобье: А — вершина дюны, Б — междюнное понижение

Почвенные профили мощностью до 0,5 м на вершинах дюн — подзолы грубогумусовые иллювиально-железистые (рис. 6.24, А) или дерново-подзолы, часто бывают нарушены эоловыми процессами и пожарами. Подзолы междюнного понижения (рис. 6.24, Б), иллювиально-железистые сильно ожелезненные псевдофибровые, отражают в своем профиле влияние грунтовых вод и аккумуляцию оксидов железа латеральных потоков; в глубоких

понижениях (8–14 м) торфяно-подзолы нижних частей катен сменяются перегнойно- или торфяно-глеевыми почвами (Дюкарев, Пологова, 2011).

Аллювиальные песчаные почвы высокой поймы и низких древних террас Оби отличаются разнообразными проявлениями оглеения и мощными (перегнойно-) темногомусовыми горизонтами (рис. 6.25).

Как и в таежной области, болота занимают значительные площади; самый крупный болотный ареал — Васюганский на ровной поверхности возвышенности, перекрытой глинистыми отложениями с обширными массивами *олиготрофных болот* и самой большой мощностью торфяной залежи — до 10 м.

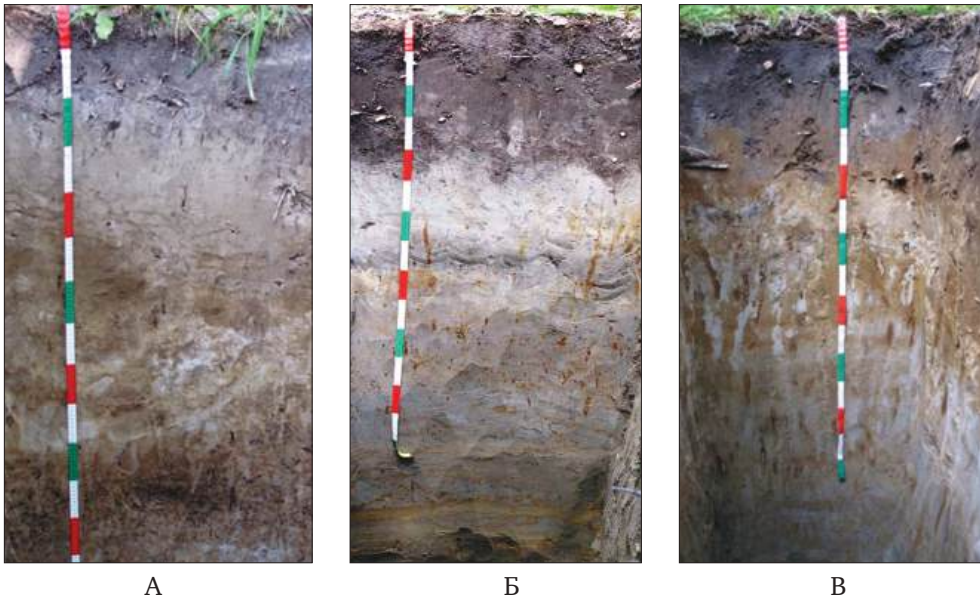


Рис. 6.25. Аллювиальные почвы на низких террасах Оби в районе Томска

Таким образом, для почв и почвенного покрова области характерны:

- сходство литолого-геоморфологических и отчасти климатических условий почвообразования с таковыми в одноименной бореальной области при господстве среди автономных почв дерново-подзолистых;
- преобладание среди дерново-подзолистых — почв со вторым гумусовым горизонтом;
- высокая сохранность второго гумусового горизонта в силу комплекса природных факторов почвообразования области;
- значительные площади заняты торфяными и дерново-глеевыми почвами.

#### 6.4. Дальневосточная область



Область существенно отличается от трех равнинных суббореальных областей сочетанием горных хребтов и межгорных равнин и котловин, следовательно, разнообразием форм рельефа и почвообразующих пород, муссонным климатом с его контрастными сезонами, составом лесов. В почвенном покрове проявляются «суббореальные» закономерности: почвы с бурым недифференцированным профилем и дерновым горизонтом — буроземы — занимают хорошо дренируемые позиции, при ухудшении внутрисочвенного дренажа формируются текстурно-дифференцированные почвы.

##### *Условия почвообразования*

К Дальневосточной суббореальной муссонной области (Восточной буроземно-лесной, по Почвенно-географическому районированию) относятся территории в бассейне нижнего Амура и Усури. По характеру рельефа материковая область разделяется на крупные горные массивы: Сихотэ-Алинь и Буреинский хребты, межгорные котловины, равнины — древние террасы Амура и его притоков — и низкогорья, например полоса сопок к западу от хребта Сихотэ-Алинь и к востоку от Буреинского хребта. 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 в области разнообразны: распространены кислые эффузивы и метаморфизованные осадочные породы, местами на востоке — базальты.

На материковых равнинах выделяются три комплекса террас с абсолютными высотами от 100 до 400 м. Высокие неогеновые террасы отличаются наибольшей расчлененностью, имеют холмисто-увалистый рельеф, образуя переход к низкогорьям. Местами они включают галечники, встречаются на них и коры выветривания. Раннечетвертичные террасы с волнисто-увалистым рельефом сложены плотными бурыми глинами.

На юге, в Приморье, обнаружены и красноцветные глины, что может объяснить высказывавшиеся иногда представления о трендах ферралитного выветривания и почвообразования. Среднечетвертичные террасы также сложены глинами, но слабее расчленены, как и позднечетвертичные, в основе которых залегают озерно-аллювиальные глины. В итоге почти все почвы равнин имеют



Рис. 6.26. Марь

тяжелосуглинистый и глинистый гранулометрический состав. Характерный элемент ландшафтов средних и низких террас Среднеамурской низменности — плоские горизонтальные поверхности с превышениями 5–10 м (рёлки), считающиеся древними береговыми валами на пойме Амура. Они сложены песками с гравием, перекрыты тонким слоем суглинков и выделяются лесной растительностью среди луговых или лугово-болотных сообществ.

Дубравы на рёлках можно считать нижним лесным поясом. Дубравы встречаются и на сопках, нарушающих монотонность рельефа некоторых котловин. Древесный ярус состоит из низкорослого монгольского дуба с развитым подлеском из леспедецы и лещины; в травяном ярусе сочетаются лесные и луговые виды.

Однако травостой дубовых лесов уступает густым красочным злаково-разнотравным лугам, кое-где еще сохранившимся на низких террасах. На слабодренированных низменностях в северной и восточной частях области распространены мари (рис. 6.26) — сфагновые и осоково-багульниковые торфяные болота с ерником, иногда на мерзлоте или с перелетками.



Рис. 6.27. Широколиственный лес

Дубравы сменяются широколиственными лесами (рис. 6.27), известными под популярным названием «уссурийская тайга». Состав древесного яруса исключительно разнообразен, и в нем много эндемиков: амурский бархат, маньчжурский орех, ильмы, клены,

липы, ясени; характерно сочетание неморальных (маньчжурских) и бореальных видов. Широколиственные леса поднимаются до высоты 500–600 м. Следующий высотный пояс растительности образуют мохово-разнотравные или травяно-папоротниковые хвойно-широколиственные леса. Хвойные породы представлены в них кедром, на юге — черной пихтой. На Сихотэ-Алине они сменяются в интервале высот 700–1000 (1100) м елово-пихтовыми зеленомошными лесами, выше — кедровым стлаником и пятнами кустарничковых тундр.

Такое необычное сочетание широколиственных лесов и «бореальных» болот отражает особенности климата. При 600–1000 мм годовых осадков с летним муссонным максимумом и высокими температурами воздуха, зимы очень холодные (средняя температура января  $-20^{\circ}$ ), снега выпадает мало, почвы глубоко промерзают — до 1,5 м, и мерзлота долго сохраняется в профиле. Вместе с тем в южном Приморье на Приханкайской низменности общие запасы тепла достаточно высоки, что позволяет выращивать такие теплолюбивые культуры, как рис и соя, традиционные для Дальнего Востока.

В итоге высокая продуктивность растительных сообществ и благоприятные гидротермические условия вегетационного периода способствуют повышенной интенсивности почвенных процессов в области; однако на материковых равнинах они ограничиваются глубоким зимним промерзанием и тяжелым гранулометрическим составом.

### *Почвы и почвенный покров равнин и низкогорий*

В почвенном отношении область слабо изучена, особенно ее северная и западная части. Исследованиями Ю.А. Ливеровского, Л.П. Рубцовой и В.И. Росликовой середины прошлого века в Сихотэ-Алине и Приханкайской низменности было показано широкое распространение бурых лесных почв — буроземов в условиях нормального дренажа. При затрудненном оттоке влаги буроземы сменяются текстурно-дифференцированными почвами, внешне напоминающими дерново-подзолистые. Э.А. Корнблюм и Б.А. Зимовец предложили для них специальный термин «подбелы» по аналогии с подбурами и подзолами [1961], а Г.И. Иванов [1976] называл их «отбелами»<sup>79</sup>.



*Рис. 6.28. Серогумусовый горизонт бурозема*

<sup>79</sup> Иванов Г.И. Почвообразование на юге Дальнего Востока. Владивосток, 1976.

Буроземы формируются в низкогорьях под широколиственными и хвойно-широколиственными лесами и на равнинах под дубравами на рёлках. Они имеют серогумусовый или темногумусовый (рис. 6.28) горизонт с элементами грубого гумуса под хвойными породами, структурно-метаморфический горизонт ВМ небольшой мощности с обломками плотных пород разной степени выветрелости, педогенной структурой, иногда с сохранением текстуры почвообразующей породы (рис. 6.29). На глубине около метра горизонт ВМ переходит в почвообразующую породу. Буроземы насыщены или слабо не насыщены основаниями, реакция слабокислая или нейтральная отчасти в зависимости от почвообразующих пород — гранитов, базальтов, сланцев.

Свойства буроземов изменяются с ухудшением условий дренажа в направлении развития поверхностного оглеения и дифференциации профиля. На делювиальных шлейфах, пологих склонах и в 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 характерна для «классических» ареалов буроземов в европейской России и Западной Европе. Почвы с осветленным горизонтом, маломощным или представленным отдельными морфонами, относят к бурым оподзоленным, или подзолисто-буроземным.

Следующий член суббореального буроземного ряда — почвы с контрастным дифференцированным профилем со светлым элювиальным оглеенным горизонтом — подбелы (рис. 6.30, 6.31), занимающие поверхности разновозрастных террас. Вклад поверхностного элювиального оглеения в текстурную дифференциацию профиля настолько значителен, что Г.И. Иванов, подробно изучавший почвы Приморья в 1970–90-е годы, называл подбелы «отбелами», чтобы подчеркнуть специфику



Рис. 6.29. Бурозем со смытым темногумусовым горизонтом и следами текстуры породы глубже 0,5 м

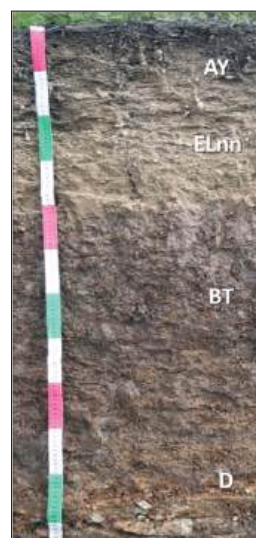


Рис. 6.30. Лесной подбел в Приморье

дальневосточных почв с контрастным текстурным профилем (Иванов, 1976). Развитие элювиального оглеения — отбеливания обеспечивается гидротермическим режимом, рельефом и гранулометрическим составом почв.

В зависимости от высотного уровня террас и строения почвенных профилей подбелы традиционно разделяются на лесные на высоких террасах и луговые на средних и отчасти низких террасах [Ливеровский, Росликова, 1962<sup>80</sup>; Росликова и др., 2010<sup>81</sup>].

Профиль лесных подбелов отличается контрастной цветовой и текстурной дифференциацией, иногда усиленной неоднородностью почвообразующей породы. Гумусовый горизонт небольшой мощности (10–20 см), буровато-(темно-)серого цвета, ближе к серогумусовому, чем темногумусовому, но не исключены и элементы грубого гумуса. Их присутствие в горизонте может объясняться недостаточно быстрой трансформацией лесного опада при высокой влажности летом. В таких случаях серогумусовый горизонт лесных подбелов либо дополнительно индексируется признаком ао (A<sub>Y</sub>ао), либо соответствует критериям перегнойно-гумусового горизонта АН в «Классификации ...» [2004].

Важным диагностическим признаком лесных подбелов является обилие марганцево-железистых конкреций в светлом элювиальном горизонте (признак «конкреционные», или «конкреционно-отбеленные — пп»). По оценкам Г.И. Иванова, конкреции составляют 23% массы горизонта при содержании в них железа 30–50% валового содержания в мелкоземе в результате его выноса из отбеленных участков и концентрации в новообразованиях [Иванов, 1976]. Текстуальный горизонт хорошо выражен в отношении структуры, Кд и глинистых кутан, в которых иногда отмечаются следы иллювиирования гумуса. Общая мощность профиля колеблется около 1,5 м.

Лесные подбелы обнаруживают типичный для текстурно-дифференцированных почв ход изменений химических свойств по профилю. В верхних горизонтах они слабокислые, не насыщены основаниями, в срединных — обогащены несиликатными формами железа, реакция близка к нейтральной.

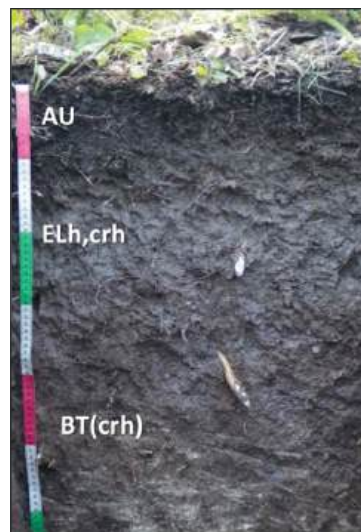


Рис. 6.31. Луговой подбел в Приморье

<sup>80</sup> Ливеровский Ю.А., Росликова В.И. О генезисе некоторых луговых почв Приморья // Почвоведение. 1962. № 8.

<sup>81</sup> Росликова В.И., Рыбачук Н.А., Короткий А.М. Атлас почв юга Дальнего Востока России. Приханкайская низменность. Владивосток, 2010.

Лесные подбелы по определению приурочены к (хвойно-)широколиственным лесам, луговые — к мезофильным и сырým лугам (например, в Приханкайской низменности) соответственно, к древним террасам разных уровней, но все подбелы имеют тяжелый гранулометрический состав.

Общими процессами в лесных и луговых (рис. 6.31) подбелах являются текстурная дифференциация профиля, элювиальное оглеение и гумусонакопление. Формы проявления и интенсивность этих процессов отражают различия в факторах почвообразования.

В гумусовых горизонтах луговых подбелов мощностью 20–50 см накапливается до 10–12% гумуса, преимущественно гуматного состава, горизонт темносерый со слабым буроватым оттенком; структура мелкокомковатая, комковатая или зернисто-комковатая, т.е. горизонт соответствует критериям темногумусового горизонта АU. В самых влажных местах появляются признаки легкой потечности гумуса и/или недоразложенные растительные остатки. Как и в лесных подбелах, индекс гумусового горизонта в таких случаях дополняется соответствующими признаками: АU<sub>h</sub>, АU<sub>hi</sub>, или меняется на АН (перегнойно-гумусовый).

В нижней части гумусового горизонта появляются элементы элювиального оглеения: осветление окраски и железистые новообразования в виде сизоватых оттенков и темно-ржавых стяжений. Комковатая структура сменяется своеобразной «икряной», состоящей из округлых мелких (2–5 мм) простых отдельностей, образование которых связано с криогенными процессами при промерзании гумусированной переувлажненной почвы (признак crh).

Дифференциация профиля луговых подбелов морфологически выражена слабее, чем лесных, в том числе за счет процессов гумусонакопления; в текстурном горизонте кутаны гумусово-глинистые, новообразования железа представлены неконкреционными формами — пропиткой, пленками, слоистыми железисто-глинистыми кутанами. Близкое залегание горизонтов грунтовых вод или верховодки при тяжелом гранулометрическом составе объясняет оглеение в нижней части профиля. Луговые подбелы насыщены основаниями, имеют нейтральную реакцию.

Луговые подбелы на низких террасах сменяются луговыми или лугово-болотными почвами, гумусово- или перегнойно-глеевыми по «Классификации...» [2004]. В соответствии с эволюционными теориями Ю.А. Ливеровского и В.И. Росликовой эти почвы являются первым компонентом ряда подбелов и переходных почв между ними, завершающегося лесными подбелами. В гидроморфных почвах Приханкайской низменности иногда отмечаются признаки осолодения по повышенному содержанию поглощенного натрия и SiO<sub>2</sub> в щелочной вытяжке.

Вопрос о положении лесных и луговых подбелов в «Классификации ...» [2004] не совсем ясен, что отчасти связано с небольшим объемом информации о них.

Лесные подбелы по формальному признаку — набору диагностических горизонтов — относятся к дерново-подзолистым почвам, имеющих систему горизонтов АУ-ЕL-BEL-ВТ-С. Однако в подбелах необязателен горизонт BEL и, что значительно важнее, их горизонт ЕL имеет преимущественно элювиально-глеевую природу в форме сегрегационного отбеливания. Кроме того, гумусовый горизонт подбелов отличается от «классического» серогумусового горизонта дерново-подзолистых почв. Перечисленные отличия отражаются формулой профиля лесных подбелов АУ (или АУао)-ЕL<sub>nn</sub>-(BEL)-ВТ-С и адекватны факторам «климат» и «растительность» в их ареалах.

Луговые подбелы имеют более широкий спектр свойств и могут классифицироваться менее строго. Они тоже относятся к отделу текстурно-дифференцированных почв, главный диагностический горизонт отдела — горизонт ВТ присутствует, но из формулы профиля подбела исключается субэлювиальный горизонт BEL, а верхний горизонт — темногумусовый. Элювиальный горизонт не имеет столь яркого отбеливания, как того требует его диагностика, поскольку он прокрашен гумусом; критерии гранулометрического состава и перераспределения железа (марганцево-железистые конкреции в нем и миграционно-пропиточные формы ниже) соблюдаются, как и признак глееватости. Такого резко выраженного сегрегационного отбеливания, как в лесном подбеле, не было описано.

В итоге формула профиля лугового подбела АУ-ЕL-ВТg-С соответствует его названию в «Классификации...» [2004]: подбел темногумусовый. Как и в случае лесного подбела, возможны подтипы по деталям темногумусового горизонта. Однако луговые подбелы отличает от лесных еще один диагностический признак: наличие «икрянистой» криогенной структуры в верхней части профиля и ее возможное сочетание с блоковыми агрегатами текстурного горизонта. Формирование такой структуры имеет место в периодически переувлажненных почвах, с высоким содержанием гумуса и определенными режимами промерзания [Гынинова, Шоба, 2008]<sup>82</sup>. В «Классификации...» [2004] выделен соответствующий гумусово-криометаморфический горизонт (CRH), однако более целесообразным представляется выделение диагностического признака «гумусово-криометаморфического» crh, учитывая малый объем информации. Он может быть добавлен в формулу профиля лугового подбела: АУcrh-ЕL-ВТg-С.

<sup>82</sup> Гынинова А.Б., Шоба С.А., Балсанова Л.Д. Влияние глубокого промерзания на морфогенез луговых подбелов Приамурья // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Почвоведение. 2008. №3.

## Сихотэ-Алинь

Вертикальные пояса растительности			
I	II	III	
Подбуры, подзолы, Al-Fe-гумусовые	Буроземы иллювиально-гумусовые	Буроземы (собственно)	Почвообразовательные процессы
			Оторфованние
			Аккумуляция грубого гумуса
			Аккумуляция мягкого гумуса
			Элювирование минеральных частиц
			Al-Fe-гумусовое иллювирование
			Оглинивание

Рис. 6.32. Почвы и почвообразовательные процессы Среднего Сихотэ-Алиня [по Грачевой и Таргульяну, 1978]:

I — кедровые стланики, лиственничные редколесья, елово-каменноберезовые и елово-пихтовые леса; II — кедрово-еловые и кедровые моховые леса; III — кедрово-широколиственные леса

горизонт коричневого цвета с высоким содержанием гумуса, с мелкокомковатой структурой, состоящей из простых округлых отдельностей, обогащен оксалаторастворимыми соединениями алюминия и железа. Позднее почвы были названы иллювиально-гумусовыми буроземами, что соответствует представлениям об усилении иллювиирования гумуса в рамках альфегумусового процесса с увеличением влажности с высотой (рис. 6.32). Иллювиально-гумусовые буроземы по распространению и свойствам являются переходными между собственно буроземами и подбурами, которые сменяют их к северу и в высотном ряду. Они обладают широким спектром свойств и, по мнению их исследователей<sup>83</sup>, не имеют ярко выраженных специфических горизонтов, в отличие от буроземов и подбуров.

<sup>83</sup> 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.: Наука, 1978.



**Рис. 6.33.** Гумусово-железистые кутаны на обломках пород — проявления альфегумусового процесса

Переходный характер иллювиально-гумусовых буроземов и, как следствие, варьирование соотношений разных процессов объясняет известную неопределенность их диагностики. Возможно, на основных породах более заметно преобладание «буроземных» свойств, на кислых — «альфегумусовых» (рис. 6.33). Кроме буроземов и подбуров, в состав почвенного покрова пояса темнохвойных лесов входят грубогумусовые литоземы.

В поясе кедрового стланика подбуры чередуются с грубогумусовыми и сухоторфяными литоземами и гольцами. Подбуры встречаются также в нижнем горном поясе среди буроземов на каменистых отложениях с очень малым количеством мелкозема. Буроземы, в свою очередь, «проникают» в мир альфегумусовых почв по щебнисто-суглинистым субстратам, особенно дериватам пород среднего или основного состава [Грачева, Таргульян, 1978].

### Сахалин



В разных схемах почвенно-географического районирования граница между бореальным и суббореальным поясами на острове Сахалин проводится по-разному. Северная низкая часть острова входит в бореальный пояс, южная — в суббореальный с неопределенной границей между ними; средняя часть представляет собой высокие (до 1600 м) горные хребты с вертикальными поясами переходного типа<sup>84</sup>. Островное положение, окружение холодными морями, муссонный климат и расположение горных хребтов и низменностей объясняют широкое распространение переувлажненных и торфяных почв на равнинах, слаборазвитых почв на склонах гор и буротаежных (ржавоземов) одновременно с буроземами в составе средних и нижних высотных поясов.

<sup>84</sup> Атлас Сахалинской области. М.: ГУТК, 1967.

### Условия почвообразования



**Рис. 6.34.** Шеломайники — сообщества гигантских трав на побережье залива Терпения на Сахалине

Меридиональная протяженность Сахалина создает предпосылки для формирования широтной зональности, осложненной своеобразием рельефа — наличием протяженных горных хребтов на востоке и западе, что немного напоминает общую структуру ландшафтов Камчатки при полном отсутствии на Сахалине вулканов. Климат муссонный с высокой сезонной и межгодовой изменчивостью количества осадков и времени существования снежного покрова, однако почвы глубоко не промерзают. Среднегодовое количество осадков увеличивается с севера на юг от 500 до 870 мм. Летом много пасмурных дней. Для южной части острова особенно характерен гигантизм растений (рис. 6.34).



А

Б

**Рис. 6.35.** А — лиственный лес, Б — лиственное кедрово-стланиковое редколесье

Северо-Сахалинская низменность сложена песками и глинами, перекрытыми с поверхности маломощными морскими отложениями преимущественно легкого гранулометрического состава. Рельеф холмисто-увалистый, выположенный. Преобладают лиственные леса и редколесья с зарослями кедрового стланика (рис. 6.35), на суглинистых породах распространены елово-пихтовые леса. В центре острова находятся Восточно- и Западно-Сахалинские хребты со средними высотами 500–800 м и до полутора тысяч метров, разделенные Центрально-Сахалинской депрессией, сложенной мощной толщей аллювия. В депрессии широко

распространены верховые болота, на лучше дренируемых участках — пихтово-еловые и лиственничные леса с кедровым стлаником. Сланцы (глинистые, кремниевые, хлоритовые) слагают Восточно-Сахалинский хребет, песчано-глинистые отложения — Западно-Сахалинский. Выделяется несколько высотных поясов: темнохвойного леса (до 200–500 м над уровнем моря), каменноберезового леса с курильским бамбуком (до 1000 м) и кустарничковой горной тундры. Юг острова имеет низкогорно-равнинный рельеф с высотами в среднем до 500 м; сложен песчаниками, глинистыми сланцами и конгломератами. Остров специфичен в растительном отношении: на юге острова распространены елово-пихтовые леса с примесью дуба, бархата и тиса, сменяющиеся выше 550 м парковыми травяными лесами с курильским бамбуком, выше — кедровым стлаником.

### Почвы и почвенный покров

В северной части Сахалина и на подгорных равнинах его центральной части, на морских террасах юга, сложенных песками и супесями, распространены иллювиально-гумусовые и иллювиально-железистые подзолы (рис. 6.36). На севере острова на суглинистых породах на равнинах и склонах под темнохвойными лесами встречаются подзолистые почвы, в центральной и южной частях — буроземы с элементами поверхностного переувлажнения.

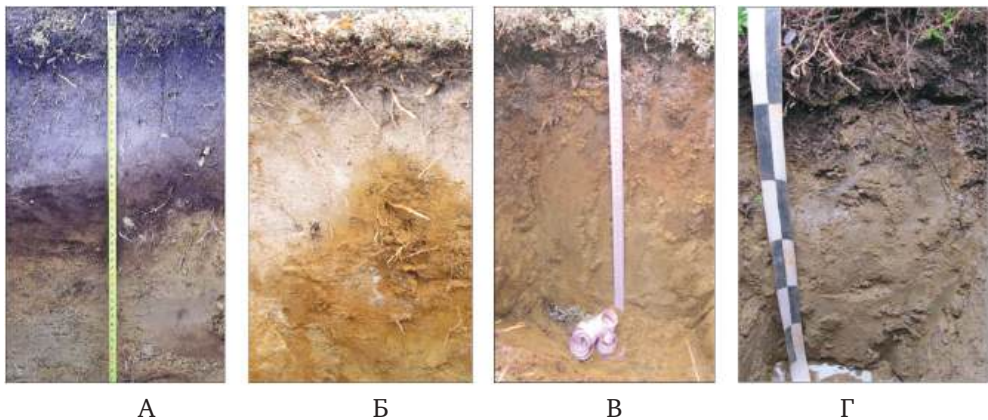


Рис. 6.36. Почвы: А, Б — подзолы, В — буротаежная, Г — дерново-глеевая

Отличительными чертами горных буроземов является формирование на поверхности грубогумусового горизонта и слабое проявление или отсутствие признаков оподзоленности несмотря на благоприятную для протекания этого процесса обстановку<sup>85</sup>. По мнению Н.А. Караваевой

<sup>85</sup> Караваева Н.А., Прокопчук В.Ф. Формирование почв с бурым профилем на севере Приамурья и Сахалина // Почвоведение. 2004. № 9.

[2004], данная особенность вызвана значительным участием щебнистого почвообразующего материала и периодическим обновлением почвенного профиля за счет склоновых процессов. На Сахалине много верховых болот; на севере мощность торфяной толщи составляет в среднем 2,5 м, в центральной части — 3–4 м, в южной и юго-западной — 2 м. Максимальная мощность торфа достигает 7,5 метров<sup>86</sup>.

В горах центральной части Сахалина выделяется два вертикальных пояса: подзолов под лиственничниками и буроземов и буротаежных (ржавоземов) иллювиально-гумусовых почв под каменно-березовыми лесами. В горной части юга Сахалина распространены буротаежные и бурые лесные почвы, часто с признаками глееватости. На речных террасах юга нередко дерново-глеевые почвы, иногда используемые под пашню.

Таким образом, для почв и почвенного покрова области характерны:

- проявление почвенно-географических закономерностей, свойственных зоне хвойно-широколиственных лесов, в форме генетического ряда почв: буроземы на горных склонах — буроземы оподзоленные в нижних частях склонов — подзолисто-буроземные на шлейфах и пологих склонах — текстурно-дифференцированные почвы на плоских равнинах;
- модификации текстурно-дифференцированных почв, характерных для суббореальных лесных областей, в связи с муссонным климатом и высокопродуктивными растительными сообществами на глинистых равнинах — лесные и луговые подбелы;
- в спектре вертикальных поясов Сихотэ-Алиня типичные буроземы сменяются грубогумусовыми иллювиально-гумусовыми, выше — подбурами и литоземами, местами появляется гольцы со слабо развитыми почвами.

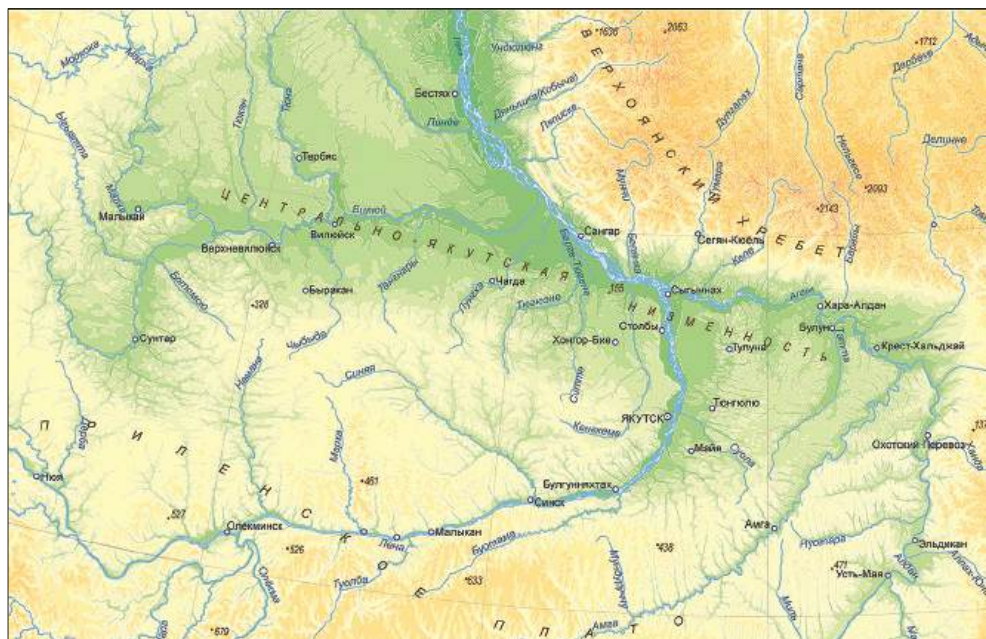
Для почв и почвенного покрова Сахалина характерны:

- формирование буроземов в климатических условиях средней тайги за счет щебнистости почвообразующих пород и их богатого минералогического состава, частого обновления материала почвенного профиля в результате склоновых процессов;
- широкое распространение переувлажненных почв: дерново-глеевых, перегнойно-глеевых и болотных торфяных и торфяников.

<sup>86</sup> Властова Н.В. Торфяные болота Сахалина. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960.

## ГЛАВА 7

### ТАЕЖНО-ЛУГОВО-СТЕПНАЯ ЯКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ



Несмотря на небольшие размеры и положение среди таежных борельных областей, Центрально-Якутская низменность и ее окружение настолько своеобразны в почвенном отношении, что выделяются в отдельную область. Палевые мерзлотные лесные почвы распространены только в Якутии, и они имеют редкое сочетание свойств, отражающих специфику лесных ландшафтов в криолитозоне в условиях экстроконтинентального климата.

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, слабокислая до щелочной реакция почв под лиственничной тайгой, почвы черноземного облика и солоды в глубине таежных ландшафтов, многолетняя мерзлота, солонцеватость и засоление почв.

#### *Условия почвообразования*

Якутская область в основном располагается на Центрально-Якутской, или Лено-Виллюйской низменности с толщей палеозойских и мезозойских отложений, сплошным распространением низкотемпературной многолетней мерзлоты, выровненным и относительно однообразным рельефом. Абсолютные высоты междуречий колеблются около 200–300 м,

к периферии увеличиваются до 300–400 м, переходя на юго-востоке в серию высоких нижне- и среднечетвертичных террас Лены и ее притоков. Для рельефа низменности характерны мягкие формы: почти плоские междуречья, длинные пологие склоны, 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].



Рис. 7.1. Термокарстовые озера на Лено-Вилуйской низменности

Однообразие рельефа Лено-Вилуйской низменности нарушается многочисленными термокарстовыми западинами диаметром от нескольких метров до 5–10 км, чаще всего округлой формы — аласами<sup>87</sup>. Часть западин занята озерами, развивающимися из мелких блюдцеобразных термокарстовых просадок, углубляющихся и постепенно заполняющихся водой от таяния мерзлоты. Озера с течением времени заиливаются, склоны первоначальной котловины обваливаются, и в западинах образуются болота. Они постепенно зарастают, и на месте термокарстовой просадки остается плоское неглубокое переувлажненное понижение, заполненное иловато-суглинистым материалом с луговой или болотной растительностью (рис. 7.1). Эволюция аласов изучалась мерзлотоведами [Граве, 1944; Соловьев, 1959] и почвоведом [Зольников, 1954; Иванова, 1971<sup>88</sup>]. Наиболее детальное современное исследование генезиса, географии аласов, их почв и использования в сельском хозяйстве в пределах криолитозоны принадлежит Р.В. Десяткину [Десяткин, 2008]<sup>89</sup>.

Кроме термокарста и аласов, отмечаются и другие мерзлотные явления: бугристо-западинный микрорельеф по берегам озер, пинго, булгуньяхи (рис. 7.2) [Воскресенский, 1968].

Восточная часть Якутской области — от Лены до Алдана — представляет собой высокие плоские террасовые поверхности, испещренные термокарстовыми западинами, находящимися на разных эволюционных стадиях.

<sup>87</sup> Алас переводится с якутского: «луговое пространство, окруженное лесистой горой» (Десяткин, 2008).

<sup>88</sup> Иванова Е.Н. Почвы Центральной Якутии // Почвоведение. 1971. № 9.

<sup>89</sup> Десяткин Р.В. Почвообразование в термокарстовых котловинах — аласах — криолитозоны. Новосибирск: Наука, 2008.



А



Б

**Рис. 7.2.** А — термокарстовые озера — будущие аласы; Б — пинго рядом с ними, образовавшийся за 60 лет по наблюдениям Р.В. Десяткина



**Рис. 7.3.** Тукулан в долине Вилюя



**Рис. 7.4.** Приленское плато

низменности, она занимает северную пониженную окраину Приленского плато (абс. высоты 300–400 м; рис. 7.4), сложенного с поверхности кембрийскими известняками, доломитами, гипсами и другими плотными осадочными породами.

Почвообразование в Якутской области, в отличие от Средней и Восточной Сибири, протекает на рыхлых, довольно однообразных породах — карбонатных пылеватых суглинках, иногда засоленных;

В долине Вилюя и на террасах Лены встречаются эоловые формы рельефа — песчаные дюны и бугристые пески, в том числе подвижные; их местное название «тукуланы», как и название «алас» вошло в научную литературу (рис. 7.3). Песчаные массивы достигают значительных размеров: максимальная протяженность полосы тукулана вдоль долины р. Линде составляет 30–40 км. Об их эоловом происхождении свидетельствуют высокая окатанность песчинок и наличие ветрогранников. Иногда тукуланы называют песчаными пустынями в тайге на мерзлоте (!), однако в них растут сосны и кедровый стланик, они теплее своего окружения и мерзлота находится глубоко. Южная часть области существенно отличается от «центрального образа» Центрально-Якутской

к III террасе приурочены пылеватые супеси и легкие суглинки, к низким террасам и участкам древних долин — пески. Рыхлые отложения нередко подстилаются льдом, иногда в пределах метра (рис. 7.5).



*Рис. 7.5. Лед в борту термокарстовой ложбины с глубины около 1,5 м*

Климатические условия сравнительно однообразны в пределах области: сухой экстроконтинентальный климат со средними температурами января и июля соответственно  $-42^{\circ}$  и  $+18^{\circ}\text{C}$ . Среднегодовая сумма осадков 220–

240 мм, в отдельные годы в Якутске было зарегистрировано чуть больше 100 мм. Летом испаряемость в 3–4 раза больше суммы осадков (рис. 3.1, 3.2).

Засушливость климата способствует сохранению многолетней мерзлоты, которая характеризуется в Центрально-Якутской низменности особенно низкими температурами — ниже  $-4^{\circ}$ , 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 дополнительное 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]<sup>90</sup>.

Якутская область существенно отличается характером растительности от бореальных таежных областей (рис. 3.5). Преобладают сухие лиственничные леса с брусничкой, небольшим количеством зеленых мхов, злаков и бобовых в нижнем ярусе и разреженным кустарниковым ярусом. На повышениях или на супесчаных и песчаных почвах лиственничная травяно-брусничная тайга сменяется лиственнично-сосновыми и сосновыми толокнянково-лишайниковыми лесами с редким покровом брусники. Сухие участки террас заняты сосновыми лесами или остепненными березняками, а в наиболее влажных — понижениях в верховьях малых и средних притоков Вилюя — произрастают лиственничники багульниковые, голубичные, черничные. Следовательно, поступление органических остатков в почву по объему и качеству отличается от такового во влажных таежных лесах, т.е. имеются предпосылки для развития не органического, а аккумулятивно-гумусового горизонта. Растительный покров аласов представляет собой более или менее ясно выраженные концентрические полосы лугово-степных, луговых и болотно-луговых сообществ,

<sup>90</sup> Пармузин Ю.П. Тайга СССР. М.: Мысль, 1985.

переходящих в центре аласа в зависимости от степени его обводненности в осоковые и тростниковые болота или озеро. Среди представителей лугово-степных видов обычно упоминают мятлик, полынь, типчак, ковыль, эспарцет, среди галофитов — бескильницу и солянки.

### Почвы

Автономные почвы известны под разными «ландшафтными» названиями<sup>91</sup> с почти обязательным участием прилагательного «палевые». Оно свидетельствует о светлой окраске профиля и о его слабой цветовой дифференциации, т.е. малому контрасту между верхней осветленной частью и срединным горизонтом. К.Д. Глинка называл эти почвы «лесными подзолистыми с карбонатными горизонтами или без них». В ранних работах якутских [В.Г. Зольников, Л.Г. Еловская] и московских [Е.Н. Иванова, И.А. Соколов] почвоведов доказывались отличия палевых почв от подзолистых, при том что и те и другие имеют дифференцированный профиль и развиваются под тайгой на рыхлых отложениях. Уточнялись характерные черты палевых почв, их ареалы и связи с факторами почвообразования<sup>92</sup>. В 2010-е годы профили палевых почв рассматривались с позиций «Классификации ...» [2004] с приоритетом диагностических показателей почвенных горизонтов [Десяткин и др., 2011]<sup>93</sup>. В результате сложились следующие представления.

Типичные *палевые* почвы развиваются на карбонатных пылеватых суглинках под травяно-бруснично-лиственничной тайгой с негустым, но разнообразным нижним ярусом. Поверхность почвы бывает нарушена мерзлотными трещинами, образующими полигоны.

Характер растительности определяет сочетание в верхнем горизонте признаков грубогумусового (маломощная оторфованная подстилка, включения недоразложенных органических остатков в верхнем горизонте) и собственно аккумулятивно-гумусового (дернового) с отчетливо выраженной структурой и темной окраской.



**Рис. 7.6.** Дерновый горизонт с элементами грубого гумуса и мелкими языками

Одно из названий — «дерново-лесные палевые» — подчеркивает аккумуляцию гумуса как важную

<sup>91</sup> Коричневые карбонатные лесные суглинки, мерзлотные палевые, дерново-лесные палевые, мерзлотно-таежные палевые почвы.

<sup>92</sup> Еловская Л.Г. Классификация и диагностика мерзлотных почв Якутии. Якутск, Якутский филиал СО АН СССР, 1987.

<sup>93</sup> Десяткин Р.В., Лесовая С.Н., Оконешникова М.В., Зайцева Т.С. Палевые почвы Центральной Якутии: генетические особенности, свойства, классификация // Почвоведение. 2011. № 12.

особенность почв. Мощность гумусовых горизонтов не превышает 5–12 см, нижняя граница имеет языковатую форму (рис. 7.6). Всеми исследователями подчеркивается высокое содержание гумуса, что может отчасти быть аналитической неточностью, связанной с примесью (криогенно-) измельченных полуразложившихся растительных остатков типа детрита; содержание гумуса резко падает с глубиной. В специальном исследовании гумусового состояния палевых почв М.В. Оконешникова [2002] приводит величину 8,0–11,5% гумуса для верхнего горизонта и объясняет ее слабой трансформацией органических остатков в условиях низкой биологической активности. Эти условия подтверждаются данными о термическом режиме палевых почв: глубина проникновения биологически активных температур не превышает 20 см, чаще она составляет всего 10 см; период с биологически активными температурами продолжается всего 30–35 дней. Отношение  $S_{гк}/S_{фк}$  колеблется от 0,7 до 1,2; высокое содержание негидролизующего остатка М.В. Оконешникова объясняет эффектом промерзания. Реакция слабокислая. Значения  $pH_{водн.}$  5,0–5,8. По «Классификации...» [2004] верхний горизонт соответствует серогумусовому АУ с признаками грубогумусового — АУао. Подгумусовый осветленный горизонт определяется как АУе и присутствует не во всех палевых почвах (рис. 7.7).

Срединный горизонт палево-метаморфический ВРЛ — основной диагностический горизонт палевых почв мощностью 20–50 см, имеет палевую или тусклую светло-бурую окраску и неясную мелкокомковатую структуру. Она легко разрушается при вынимании образца из стенки разреза и представляет собой нечеткие слоевато-чешуйчатые агрегаты, распадающиеся на очень мелкие округлые отдельности размером около 1–3 мм. Возможно, именно эти мелкие агрегаты описываются микроморфологами как криогенные ооиды [Морозова, 1966; VanVlie Lanoë, 2018]. На поверхности агрегатов и минеральных зерен некоторыми авторами отмечаются тонкие тусклые железистые пленки, которые определяют невыразительную окраску



*Рис. 7.7. Палевая почва и увеличенный фрагмент криотурбаций в профиле. Прямоугольником выделено место положения фрагмента в пределах профиля*

горизонта [Соколов и др., 1976]<sup>94</sup> и ее изменения при разных условиях влажности.

Аккумулятивно-карбонатный горизонт ВСА ниже палево-метаморфического может быть сплошным, но может наблюдаться только локальное вскипание и/или линзы с пятнами пропитки. Глубина и интенсивность вскипания сильно варьируют; во влажные годы вскипание может отсутствовать, в сухое время идет активное подтягивание карбонатов. В щебнисто-суглинистых горизонтах карбонаты встречаются в виде боронок на нижних обломках щебня, в почвах на пылеватых суглинках — псевдомицелия или прожилок.

Мерзлота появляется в суглинках обычно на глубине около 1 м. Криогенные признаки в профиле бывают приурочены к зоне контакта ММП и осеннего промерзания и проявляются как разнообразные криотурбации (рис. 7.7).

Реакция типичных палевых почв меняется по профилю от слабокислой до нейтральной и слабощелочной, содержание оксалаторастворимых форм железа крайне низкое, что объясняет тусклую палевую окраску минеральных горизонтов. Поглощающий комплекс насыщен основаниями, иногда доля натрия превышает 4–8%, и почва относится к осолоделым [Десяткин и др., 2011].

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 [Десяткин и др., 2009]<sup>95</sup>. Как общую тенденцию можно назвать приуроченность *оподзоленных палевых почв* к опесчаненным легким суглинкам (как правило, занимающим повышенные участки равнины и вершины пологих увалов), *поверхностно-глееватых* — к лучше увлажняемым позициям (либо мелким аласам и плоским участкам, либо северным склонам). Палевые *осолоделые* почвы на Ле-



Рис. 7.8. Агросолюдь в районе Якутска

<sup>94</sup> Соколов И.А., Наумов Е.М., Градусов Б.П. и др. Ультраконтинентальное таежное почвообразование на карбонатных суглинках в Центральной Якутии // Почвоведение. 1976. № 4.

<sup>95</sup> Десяткин Р.В., Оконешникова М.В., Десяткин А.Р. Почвы Якутии. Якутск, 2009.

но-Вилуйском междуречье приурочены к пониженным элементам рельефа, на Лено-Амгинском междуречье они распространены на высоких террасах. Там же были описаны солоды (рис. 7.8) с контрастным текстурно-дифференцированным профилем и соответствующими аналитическими характеристиками.

Если пески — тукуланы — связаны с золовыми процессами, то к закрепленным пескам под сосновыми лесами приурочены *подзолы*, как и везде в таежных и лесных областях, но в силу климатических особенностей области подзолы в основном иллювиально-железистые, мало-мощные, с нетипичной для подзолов тусклой окраской профиля, часто с серогумусовым горизонтом, т.е. дерново-подзолы (рис. 7.9). Мерзлота находится глубже, чем в суглинистых почвах, и практически не проявляется в морфологических свойствах. Особенности климата определяют высокую пожароопасность лесных массивов, лиственных и сосновых, и в профилях дерново-подзолов часто обнаруживаются угольки даже от нескольких пожаров.

На низких террасах в различных понижениях встречаются почвы засоленного ряда — результат континентального соленакопления; на более высоких поверхностях засоление содовое, низких — хлоридно-сульфатное; оно индицируется растительностью: бескильница, кермек, шведка, польнь якутская (Еловская и др., 1966)<sup>96</sup>. В общем виде можно считать, что солончаки приурочены к замкнутым мезопонижениям, побережьям аласных озер (рис. 7.10), солоды — к мелким суффозионным и термокарстовым западинам, заполненным суглинистыми отложениями, солонцы встречаются на суглинках на основных поверхностях без жесткой приуроченности к формам рельефа.

Степные ландшафты Якутской области занимают очень малые пространства. Это участки степи с *черноземами*, почти полностью распахан-ными, поскольку они являются практически единственными



Рис. 7.9. Дерново-подзол псевдофибровый



Рис. 7.10. Аласное озеро с солончаком по периферии и с пятном солянок

<sup>96</sup> Еловская Л.Г., Коноровский А.Г., Саввинов Д.Д. Мерзлотные засоленные почвы Центральной Якутии. М.: Наука, 1966.



**Рис. 7.11.** Агрочернозем маломощный темнаязыковатый

почвами в республике, пригодными для земледелия. В соответствии с почвенно-географическим законом фациальности якутские черноземы, как самые восточные почвы в ареале черноземов, должны иметь маломощные гумусовые горизонты при высоком содержании в них гумуса. По мощности темногогумусового горизонта они на пределе отнесения их к черноземам: 20 см по нижней границе агрогоризонта + криогенные языки с заполнением темным гумусированным материалом, широкие в верхней части (рис. 7.11).

Кроме криогенных нарушений профиля агрочерноземов, имеет место дефляция. Содержание гумуса составляет 4–6% в горизонте PU, содержание карбонатов невысокое — до 13% CaCO<sub>3</sub> в аккумулятивно-карбонатном горизонте, значения pH выше 8 [Diversity ..., 2013]<sup>97</sup>. В ареалах черноземов встречаются солонцы и солоды.

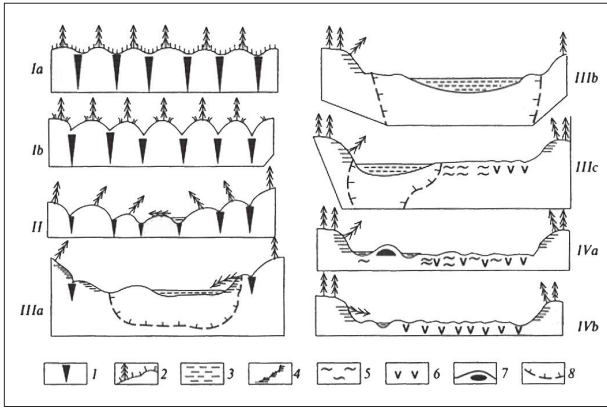
### **Почвы аласов**

Образование аласов исследователи связывают с колебаниями климата в голоцене. Самые древние отложения в днищах аласов, по мнению Р.В. Десяткина [2008], имеют возраст 10,5–11,5 тыс. лет, и аласы проходят ряд последовательных стадий (рис. 7.12).

Отличие от палевых почв, почвы аласов существуют в условиях постоянного избыточного увлажнения, степень которого зависит от стадии эволюции, глубины аласа и положения почвы в ряду от периферии к центру. В краевых, наиболее старых и лучше дренируемых частях аласов, В.Г. Зольников [1962] выделяет черноземно-луговые почвы, считая, что к центру нарастает засоление и гидроморфизм, так что следующими компонентами аласной катены являются солонцы глубокие, дальше солончаки содовые, затем хлоридно-сульфатные, переходящие в болотные почвы. Встречаются вокруг аласных озер также и соровые солончаки в условиях максимального засоления (рис. 7.10).

Разнообразие аласных почв определяется многими причинами, и одним из вариантов могут быть катены исключительно с гидроморфными почвами с остаточным озером или болотом в центре. Приведем фотографии профилей почв такого ряда (рис. 7.12) в аласе Тюнгиюлю,

<sup>97</sup> Diversity of soils of cold ultra-continental climate. Guidebook-monograph for the “Mammoth” ultra-continental WRB field workshop. Sakha (Yakutia). Editors: S. Goryachkin, D. Konyushkov, P. Krasilnikov. Moscow–Yakutsk. 2013.



**Рис. 7.12.** Схема термокарстового образования аласов [по Соловьеву, 1959]. Условные обозначения: 1 — сингенетические ледяные жилы; 2 — древесно-травянистый покров; 3 — вода; 4 — оползни; 5 — аласные отложения; 6 — эпигенетические ледяные жилы; 7 — бугор пучения; 8 — кровля многолетней мерзлоты

расположенном в 100 км восточнее Якутска, демонстрировавшегося во время Международной конференции WRB в 2013 году (рис. 7.13 и 7.14; Diversity..., 2013).

Во всех профилях выделяется несколько погребенных почв, или слоев озерного или болотного происхождения, поскольку развитие аласа предполагает заполнение его делювиальным и солифлюкционным материалом. Стратификация аласной толщи определяет неблагоприятные водно-физические свойства, усугубляющиеся присутствием обменного натрия: высокая набухаемость и дисперсность, низкая водопроницаемость. Во всех аласах отмечается присутствие карбонатов, во многих — легкорастворимых солей в разных концентрациях, высокие значения pH.



А



Б



В

**Рис. 7.13.** Ряд почв от периферии к центру аласа: А — перегнойная глееватая почва со слабыми криотурбациями и погребенным темным горизонтом на периферии; Б — перегнойно-глеевая криотурбированная почва на супесчано-глинистых отложениях; В — эуτροφная торфяная почва в центре аласа с грунтовой водой на 80 см на мерзлоте

На примере этого аласа видно значение аласов для жизни людей как продуктивных сенокосов, иногда частично и пастбищ, а также как источника пресной воды: зимой местные жители вырезают глыбы льда, которые долго хранятся в специальных «погребах» благодаря близкому залеганию мерзлоты.



Рис. 7.14. Алас Тюнгиюлю. Август 2013 г.

Данные о распространении аласов в Центральной Якутии приведены в монографии Р.В. Десяткина [2008], их общее число достигает 16 000 и они занимают 20–30% площади территории (рис. 7.15).

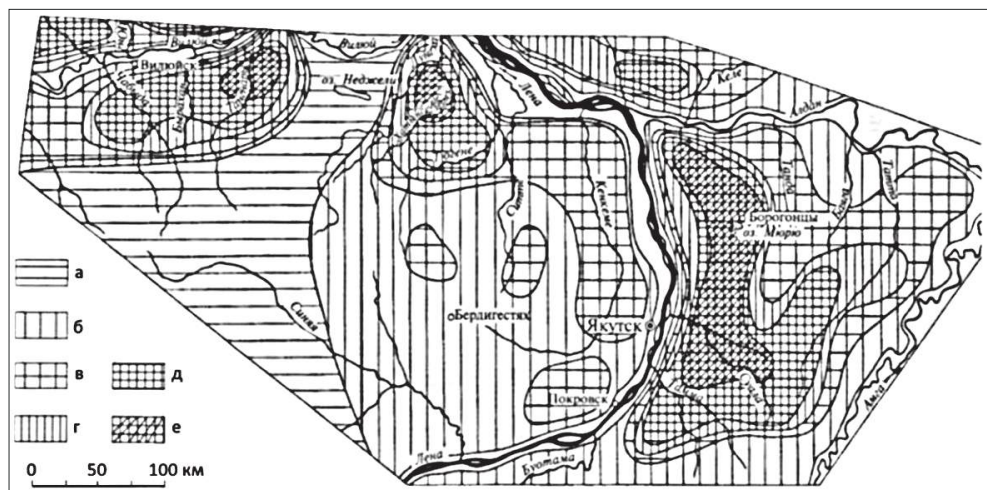


Рис. 7.15. Карта аласности Центральной Якутии по Босикову, 1991 (Десяткин, 2008). Площадь, в % от общей: а — 0; б — >1; в — 1–3; г — 3–5; д — 5–10; е — 10–19

Завершая описание этой своеобразной почвенной области с подзолами и солончаками, палевыми почвами неясного генезиса, аласами и песчаными пустынями на мерзлоте, можно выразить причины ее своеобразия короткой фразой, заключенной в названии статьи И.П. Герасимова о Центральной Якутии: «Пережитки позднеледниковых явлений вблизи самой холодной области мира» [1952]<sup>98</sup>.

Территория Центрально-Якутской равнины представляла собой древнюю приледниковую область, окруженную горными сооружениями — центрами горного оледенения. Продукты деградации ледников

<sup>98</sup> Изв. АН СССР, сер. География. 1952. № 3.

поступали в почти бессточную низменность, где образовывались мощные пласты и линзы льда в последующий период похолодания и аридизации климата. При их медленном таянии накапливались карбонатные пылеватые суглинки — материнская порода большинства почв, а также локально — соли: хлориды и сульфаты морских отложений, залегающих в основании равнины и осадочных породах ее окружения. Аккумуляции солей, по мнению Л.Г. Еловской с соавторами [1966], способствует и современная климатическая обстановка: сочетание близко залегающей низкотемпературной мерзлоты и жаркого лета, когда происходит «упаривание» вод, а их сброс ограничивается мерзлотой. Последующее развитие ландшафтов заключается в деградации древних ископаемых льдов, образовании термокарстовых и суффозионных понижений, развевании песков, распространении лесной растительности, разделении солевых масс по растворимости солей. Экстраконтинентальный климат способствовал консервации общего облика ландшафтов, а современное почвообразование в них было названо И.А. Соколовым с соавторами «ультраконтинентальным таежным на карбонатных суглинках» [Соколов и др., 1976].

Таким образом, для почвенного покрова Якутской таежно-лугово-степной области характерны:

- преобладание палевых почв — результата уникального сочетания условий почвообразования: экстраконтинентального засушливого климата, близкого залегания низкотемпературной мерзлоты под пылеватými суглинками, кустарничково-травяных листовенничников;
- своеобразные свойства палевых почв и неполная ясность их генезиса;
- малые ареалы разных почв других природных обстановок, но с модифицированными свойствами — черноземов, солодей, солончаков;
- обилие и разнообразие термокарстовых западин — аласов с мерзлотными почвами отделов органо-аккумулятивных и глеевых почв.

## ГЛАВА 8

# СУББОРЕАЛЬНЫЕ ЛЕСОСТЕПНЫЕ ОБЛАСТИ. УСЛОВИЯ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ. ТЕОРИИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЛЕСОСТЕПИ



Равнинные лесостепные области включают субширотные Восточно-Европейскую и Западно-Сибирскую и малую Дальневосточную области. Их общие черты: сбалансированное атмосферное увлажнение (годовой  $K_{увл} \leq 1$ ), допускающее существование лесных и травянистых сообществ, высокая биологическая активность, интенсивное гумусонакопление и перераспределение карбонатов как основные почвообразовательные процессы, разнообразие автономных (зональных) почв, преобладание мезоструктур как формы организации почвенного покрова, очень высокая доля пахотных земель с агропочвами.

В автономных позициях равнинных лесостепных областей формируется широкий спектр суглинистых почв: серые и темно-серые почвы, черноземы выщелоченные, оподзоленные и типичные (черноземы глинисто-иллювиальные и черноземы миграционно-мицелярные) в Восточно-Европейской области; к ним добавляются солоды, луговые почвы (черноземы глеевые и квазиглеевые) в Западной Сибири; на Дальнем Востоке распространены черноземовидные почвы и подбелы луговые (темногумусовые). В катенах они соседствуют с разнообразными почвами: начиная от перегнойно- и дерново-глеевых, эутрофных торфяных и кончая почвами засоленного ряда.

Дифференциация почвенного покрова лесостепи происходит по элементам как мезо-, так и микрорельефа. Традиционная зональная схема смены почв с севера на юг на обширных равнинах «серые и темно-серые

почвы — черноземы оподзоленные — выщелоченные — типичные», нарушается в связи с рельефом, почвообразующими породами и воздействием человека.

### **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 60–80% площади занимают пашни. Выделение лесостепи производится по-разному в системах геоботанического, ландшафтного и почвенно-географического районирования, что зависит от концепций; следовательно, определения и границы ареалов лесостепи оказываются разными.

Противоречивость взглядов на образование лесостепи и лесостепных почв проиллюстрируем двумя противоположными цитатами из работ почвовед В.В. Пономарева и ботаника С.И. Коржинского, отражающими приоритет рельефа или растительности в генезисе лесостепи: 1) «На идеально равнинном континенте, сложенном однородными суглинистыми породами, и при отсутствии суффозионно-эрозионных процессов не было бы зоны лесостепи...»; 2) Распределение почв в лесостепи зависит «...лишь от рода покрывающих их растительных формаций и их взаимной смены».

Лесостепные области располагаются в сравнительно узком интервале условий атмосферного увлажнения со среднегодовым  $K_{увл}$  1–0,7; увлажнение неустойчивое, с 40%-й вероятностью засушливости. 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 в почве. Автономные почвы, как показали результаты прямых наблюдений, подвержены глубокому сквозному промачиванию не реже чем 1 раз в 10 лет (типичные черноземы), и водный режим характеризуется как периодически промывной (рис. 3.2, 3.3).

Оценивая современные климатические возможности почвообразования в лесостепи, заметим, что, с одной стороны, они оптимальны, с другой стороны, они создают новое качество в почвенном покрове: изменяется характер влияния атмосферного увлажнения на состав почвенного покрова. В отличие от лесных территорий, в лесостепи в целом нет проблемы избытка атмосферной влаги в автономных почвах, и состав почвенного покрова мало зависит от соотношения в нем глееватых, глеевых текстурно-дифференцированных почв и «сухих» недифференцированных почв, как в таежных и лесных областях. В лесостепи расход почвенной влаги сбалансирован, и небольшие отклонения приобретают значение для процессов гумусонакопления, выщелачивания, лессиважа,

формирующих лесостепные почвы, а также для типов растительности. Поскольку годовой  $K_{\text{увл}}$  близок к единице, которая является формальной границей существования леса, леса тяготеют к позициям с наибольшим увлажнением. Ими могут быть высокие и плоские междуречья, склоны с литологической неоднородностью отложений и, следовательно, боковыми внутрпочвенными миграциями влаги, делювиальные шлейфы. Склоны южной экспозиции, выпуклые и узкие водоразделы чаще бывают безлесными. По образному выражению В.В. Пономаревой [1970], по условиям существования лесных или травянистых ценозов лесостепь подобна коромыслу весов, и малейший сдвиг вызывает локальную «экспансию» либо лесов, либо лугов и луговых степей. Заметим, что причины этого сдвига могут быть разными, например, леса в северной лесостепи тяготеют к легким породам.

Повышенная чувствительность лесостепных почв к увлажнению объясняет внимание их исследователей не только к мозаике условий увлажнения в связи с современным распределением типов растительности, но и к климатическим ритмам более высокого порядка: колебаниям климата в течение голоцена, следовательно, к господству лесов во влажные периоды, степей — в относительно сухие.

В обсуждении генезиса лесостепных почв с позиций динамики границы между лесом и степью сложились два направления. По мнению геоботаников С.И. Коржинского и Г.Н. Танфильева, ландшафтные зоны смещались к югу в позднем голоцене, т.е. происходило наступление леса на степь и образование серых почв в результате деградации черноземов. Противоположная точка зрения высказывалась А.А. Завалишиным [1973]<sup>99</sup> на основании детальных исследований гумуса, кислотности, поглощающего комплекса и валового состава серых почв. Серые почвы рассматривались как результат процесса проградации, т.е. «очерноземливания» подзолистых почв вследствие поселения степной растительности на месте лесов.

К представлениям о полигенезе лесостепных почв в результате динамики границы между лесом и степью добавились теории гидроморфного происхождения некоторых почв. Так, И.В. Тюрин считал, что исходными могли быть луговые почвы, которые эволюционировали в серые под лесной растительностью при улучшении условий дренажа. Сходного мнения придерживался и Б.П. Ахтырцев [1979]<sup>100</sup>, считавший предшественниками серых почв Среднерусской возвышенности раннеголоценовые лесолуговые почвы, эволюционировавшие в зональные серые на протяжении голоцена. В развитии черноземов на низменностях Восточно-Европейской

<sup>99</sup> Завалишин А.А. Исследования генезиса серых лесных и подзолистых почв. Л.: Наука, 1973.

<sup>100</sup> Ахтырцев Б.П. Серые лесные почвы Центральной России. Воронеж, 1979.

равнины и Западной Сибири В.А. Ковда [1973] и Е.М. Самойлова [1981] признавали обязательной стадией гидроморфных почв (лугово-черноземных, черноземно-луговых и луговых). Следовательно, в черноземах предполагалось наличие признаков гидроморфизма как свидетельства их гидроморфного прошлого. К сожалению, надежных критериев разделения современных и древних железистых и карбонатных новообразований пока не существует и палеогидроморфизм черноземов обсуждается с позиций общей эволюции ландшафтов. Помимо природных факторов динамики почвообразования в лесостепи, А.Л. Александровский придает важное значение антропогенному: с конца XVII века начинается повсеместное сведение лесов и распашка территории, что приводит к проградации серых почв. «Очерноземливанию» способствовала лугово-степная растительность, заселявшая вырубки, а также деятельность землероев. Господствовавшая на ранних этапах освоения лесостепи переложная система поддерживала гумусово-аккумулятивный процесс, ограничивая агрогенную деградацию [Александровский, 1988].

Анализ многочисленных эволюционных концепций, проведенный недавно Ю.Г. Чендевым [2017], привел его к выводу о региональной разнонаправленности трендов «деградации–проградации» почв лесостепи, зависящей от многих факторов, в первую очередь от географического положения территории и климатических циклов в течение голоцена, от истории землепользования и других причин. «Дискуссионность ряда вопросов ... на территории лесостепи Восточной Европы сохраняется» (с. 197)<sup>101</sup>.

Эволюционные построения основаны на противопоставлении вклада в почвообразование лесной и лугово-степной растительности, что не совсем точно, поскольку между ними невелики различия в объеме и свойствах опада, поступающего в почву. Растительность 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 (дубовые с кленом, липой) леса Восточно-Европейской области, с развитым травяным ярусом из неморальных видов разнотравья и злаков, включая степные виды; в Западной Сибири мелколиственные (осиново-березовые) леса сочетаются с мезофильными лугами (рис. 3.5). В Дальневосточной области естественная растительность определена Ю.А. Ливеровским как «прериевидная лесостепь» [1974]. Сообщества остепненных лугов и

---

<sup>101</sup> Чендев Ю.Г. История развития представлений о генезисе и эволюции серых лесных почв лесостепи / Проблемы истории, методологии и социологии почвоведения. Материалы III Всероссийской науч. конф. Пушино: КМК, 2017.

луговых степей отличаются самой высокой биологической продуктивностью среди внетропических фитоценозов, высокой зольностью опада и его быстрой трансформацией. Подземная фитомасса в 1,5–2 раза больше надземной, поступление опада связано с сезонными циклами, хотя и не слишком жестко в силу высокого биоразнообразия.

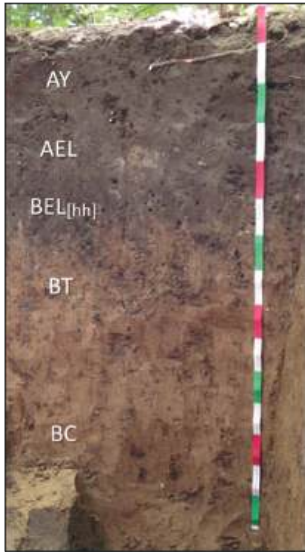
Проявление климатических закономерностей в почвенном покрове лесостепных областей и разнообразие эволюционных построений обеспечиваются известным однообразием почвообразующих пород — лессовидных суглинков и лёссов, часто содержащих карбонаты.

Значительную роль в облике почв лесостепи, особенно их верхних горизонтов, сыграло антропогенное воздействие. Разнонаправленная и в разной степени выраженная трансформация почв в результате распашки («освоенные», «окультуренные», «выпаханные») привела к сближению свойств различных типов и подтипов почв лесостепи (рис. 3.6).

### *Почвообразующие 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, педогенные карбонаты и кротовины. Ведущим почвообразовательным процессом в автономных почвах является *гумусонакопление*.

Известный фациальный тренд уменьшения к востоку мощности гумусового профиля при увеличении содержания гумуса в верхнем горизонте — несколько нивелируется, особенно в части содержания органического вещества, поскольку почвы оказываются в условиях агроэкосистем.



**Рис. 8.1.** Серая почва. Кутаны на глубине ~ 1,5 м

Рассмотрим проявления гумусово-аккумулятивного процесса в серых почвах и в северных вариантах черноземов, к которым относятся традиционные подзональные подтипы: оподзоленные, выщелоченные (черноземы глинисто-иллювиальные) и типичные (черноземы); к степным черноземам относятся традиционные подзональные подтипы обыкновенных и южных [Черноземы СССР, 1974].

*Серые* (рис. 8.1) и *темно-серые* почвы отличаются высоким содержанием гумуса: до 6–8% в аккумулятивно-гумусовом горизонте мощностью 20–40 см. В «Классификации ...» [2004] они разделяются по типу гумусового

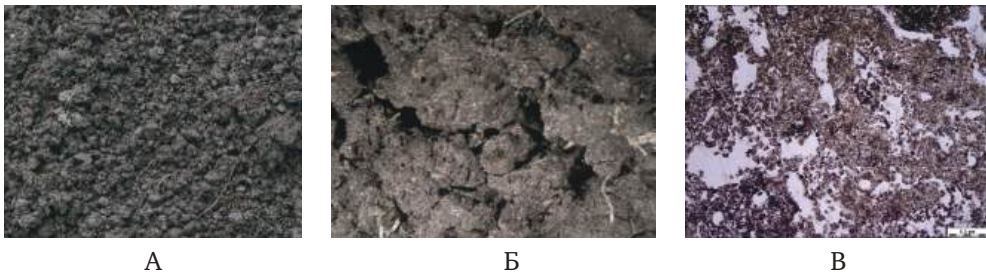
горизонта: для серых почв предусмотрен серогумусовый горизонт с содержанием гумуса на его верхнем пределе, для темно-серых — темногумусовый.

В серых почвах часто встречаются темные глинисто-гумусовые кутаны в нижней части профиля на вертикальных гранях призматических отдельностей и/или заполнения — инфиллинги, такого же облика в полостях между призмами на глубинах около 1,5 м. Их называют еще зеркалами, или лаками. В.В. Пономарева считала темные заполнения результатом современного иллювиирования гумусовых веществ. Как и в дерново-подзолистых почвах, такие инфиллинги и кутаны наблюдаются в почвах с разрушающимися вторыми гумусовыми горизонтами (рис. 6.21, 8.2).



*Рис. 8.2. Второй гумусовый горизонт (BГГ) в профиле серой почвы*

Гумусовый профиль лесостепных черноземов, независимо от его мощности и содержания гумуса, подразделяется на две части. Верхняя часть 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 (рис. 8.3, А) по «Классификации...» [2004], многопорядковая, в значительной степени копрогенная (рис. 8.3, Б), образована сложными и простыми агрегатами, разделенными многочисленными порами упаковки; есть биогенные поры, изредка с растительными остатками (рис. 8.3, В).



*Рис. 8.3. Гумусовый горизонт чернозема на разных уровнях организации: А — морфологический, Б — мезоморфологический, В — микроморфологический*

В составе гумуса в верхней части аккумулятивно-гумусового горизонта, по данным всех исследователей, преобладают гуминовые кислоты, а среди них вторая фракция. Различие в величинах отношения  $S_{гк}/S_{фк}$  между черноземами закономерно изменяется от 1,4 в оподзоленных и выщелоченных подтипах до 2 в типичных. В нижней части гумусового



**Рис. 8.4.** Зоогенное перемешивание: кротовины и ходы дождевых червей (темные полоски внизу слева)

профиля отношение  $S_{гк}/S_{фк}$  сужается до 1–0,8. Начиная примерно с глубины 40–50 см, отмечаются признаки подвижности гумуса в виде буровато-серых расплывчатых пятен, напоминающих пропитку, и слегка более темных граней некоторых агрегатов по сравнению с их центральными частями. Микроморфологически подвижность гумуса диагностируется присутствием в иллювиальных кутанах темных гумусовых слоев среди бурых глинистых.

Признаки подвижности гумуса рассматриваются как элементы лесостепного почвообразования в черноземах, генетически связывающие их с серыми почвами [Черноземы СССР, 1974; Лебедева, 1992]. 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 (слепышами *Spalax microphthalmus*), привносящими в бурый горизонт темный гумусовый материал из верхнего горизонта (рис. 8.4). В меньших масштабах, но в том же направлении действуют дождевые черви, для которых вертикальные миграции связаны с сезонными гидротермическими циклами. В результате 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, имеющих резкую нижнюю границу аккумулятивно-гумусового горизонта.

Перерытость черноземов слепышами бывает настолько сильной, что вводится в название почв: «черноземы перерытые», или «зоотурбированные». Перемещение значительных объемов почвенной массы изменяет водный режим вследствие нарушения однородности сложения и образования пустот, заполняющихся более рыхлым материалом, и влияет на распределение в профиле карбонатов. В частности, дождевые черви, перемещаясь (весной) вверх, вносят в гумусовый горизонт карбонатный материал горизонта ВСА, как бы компенсирующий его выщелачивание осадками.

Глинисто-иллювиальный процесс характерен для всех серых почв с естественным ослаблением его к югу и слабым проявлением в черноземах. Собственно элювиальный горизонт отсутствует; в серых почвах выделяется гумусово-элювиальный горизонт AEL как характерный компонент их профиля; в черноземах элювиирование, или оподзоленность, проявляется в виде «седоватости» или скелетан (рис. 8.5) — белесых минеральных зерен, лишенных красящих пленок на темных гранях агрегатов в нижней части аккумулятивно-гумусового горизонта выщелоченных и оподзоленных черноземов.



*Рис. 8.5. Тонкая фрагментарная скелетана — светлые зерна первичных минералов без красящих пленок поверх темных кутан*

В серых почвах есть текстурный горизонт ВТ, отличающийся морфологически и аналитически меньшей интенсивностью лессиважа, чем в дерново-подзолистых, что подтверждается микроморфологическими исследованиями. Кутаны в серых почвах (и лесостепных черноземах) однородны и состоят из глины, иногда с примесью гумуса и обычно не содержат пылеватых частиц. В серых почвах сплошное покрытие кутанами граней отдельностей обеспечивает высокую структурность — «ореховатость», или «блоковость» (рис. 8.6, А), считающуюся особенно характерной именно для серых почв; в лесостепных черноземах кутан меньше, они не всегда сплошные и встречаются чаще всего на вертикальных поверхностях (рис. 8.6, Б).



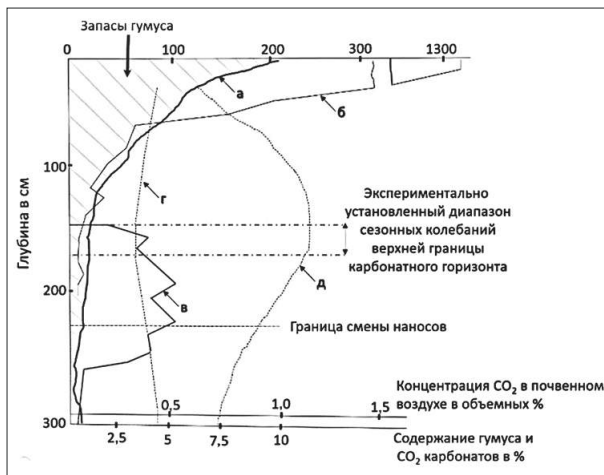
А

Б

*Рис. 8.6. А — кутаны гумусово-глинистые по граням ореховатых (блоковых) агрегатов в серой почве, Б — гумусово-глинистые на вертикальных гранях глинисто-иллювиального чернозема*

Почвенные процессы *миграции-аккумуляции карбонатов*, имеют подчиненное значение в серых почвах и во многом определяют облик и диагностику черноземов. Выделение подзональных подтипов черноземов в «Классификации...» [1977] основано на соотношении нижней границы гумусового горизонта и верхней границы вскипания: для типичных черноземов эти две границы должны совпадать, тогда как в оподзоленных и выщелоченных черноземах под гумусовым горизонтом должен присутствовать бескарбонатный материал (четкие диагностические критерии расстояния между границами отсутствуют).

Общие черты карбонатного профиля лесостепных черноземов — преобладание миграционных форм педогенных карбонатов (налеты, трубочки, псевдомицелий [Лебедева, Овечкин, 1975]), относительно глубокое залегание максимума карбонатных аккумуляций и динамичная верхняя граница вскипания. Верхняя граница карбонатного горизонта от сезона к сезону и от года к году может перемещаться в восходящем и нисходящем направлениях. По материалам трехлетних наблюдений (9 сроков) Е.А. Афанасьевой [1966] установлена наибольшая амплитуда сезонных колебаний для выщелоченных черноземов — 15 см и для типичных — 11 см, а общий размах за три года для выщелоченных черноземов — 27 см и для типичных черноземов — 13 см. По материалам детального почвенного обследования, проведенного Н.П. Сорокиной<sup>102</sup> в 1964 и 1984 гг. на одних и тех же объектах, выявлено, что если в 1964 г. по всему 20-метровому участку наблюдалось вскипание с поверхности, то в 1984 г. глубина вскипания опустилась на 30 см.



**Рис. 8.7.** Содержание гумуса (а), корней трав (б), CO<sub>2</sub> карбонатов (в) в почве, CO<sub>2</sub> в почвенном воздухе весной и летом (г и д) [Афанасьева, 1966]

<sup>102</sup> Сорокина Н.П. Динамика почвенного покрова распаханного склона Курской опытной станции за 20-летний период // Региональные модели плодородия почв как основа совершенствования зональных систем земледелия. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1988.

Наблюдения динамики вскипания подтверждаются прямыми данными Е.А. Афанасьевой на Курском стационаре Академии наук в 1960-е годы. Они показали ясные зависимости между профильной кривой гумуса и подземной фитомассой, сезонной динамикой  $\text{CO}_2$  в почвенном воздухе и диапазоном колебаний верхней границы аккумулятивно-карбонатного горизонта (рис. 8.7). Талые воды, промывающие почвенный профиль в весенний период растворяют и выносят карбонаты вглубь. Этому способствует, в частности, отсутствие активной вегетации растений и выделения корнями углекислого газа.

Накопление  $\text{CO}_2$  при активной вегетации трав в начале лета в средней части профиля в сочетании с восходящими потоками влаги приводят к аккумуляции карбонатов. Возникновение восходящих потоков вызвано активным иссушением верхней части почвенного профиля. Чем оно резче выражено, тем меньше по мощности зона, вскипающая от 10%  $\text{HCl}$  без выраженных карбонатных новообразований, и тем крупнее по размерам карбонатные новообразования в профиле.

Комплекс антропогенно-спровоцированных процессов в черноземах приводит к потере их прекрасной водопрочной зернистой структуры и образованию глубоких трещин, формированию переуплотненного горизонта и в ряде случаев переувлажнению нижней части профиля в результате провальной фильтрации влаги вглубь почвы по трещинам и недостаточности транспирации культурными растениями по сравнению с природными ценозами.

Известное высказывание И.В. Тюрина о «максимальном расцвете черноземного процесса» в лесостепных черноземах подтверждается такими выразительными свойствами их, как высокое содержание гумуса и мощность гумусового профиля, прекрасная водопрочная зернистая структура, полная насыщенность поглощающего комплекса, высокая биогенность, максимальное естественное плодородие и т.д. Именно типичный курский чернозем был назван «царем почв» (рис. 8.8).

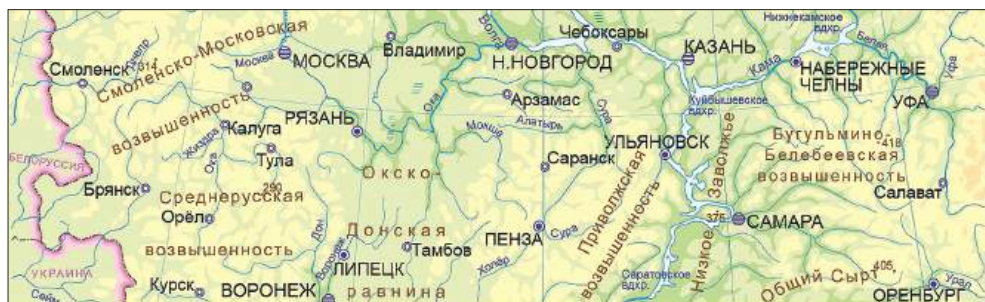


Рис. 8.8. Курский чернозем

### 8.1. Восточно-Европейская область

Одна из наиболее глубоко изученных в почвенном отношении и сильно измененная человеком, Восточно-Европейская область представляет собой «классическую» лесостепь с серыми почвами и черноземами,

образующими на возвышенностях катены из разных их вариантов, в том числе, антропогенно-преобразованных; на низменностях почвенный покров состоит из луговых почв (темногумусовых с глеевыми или квазиглеевыми горизонтами) и черноземов, по большей части распашанных. Эту схему местами «нарушают» почвы на выходах плотных пород и, как и везде, подзолы на песках.



### Условия почвообразования

Значительные площади занимают возвышенности и высокие равнины. Среднерусская возвышенность — наиболее обширная и разнообразная в отношении рельефа и слагающих ее пород, среди которых много известняков, пясчег мела и доломитов, вскрывающихся в эрозионных формах. Рельеф возвышенности эрозионный, холмисто-увалистый, с плоскими или выпуклыми междуречьями, крутыми и пологими склонами. Абсолютные высоты колеблются в пределах 200–270 м; возвышенность расчленена балками и оврагами, притоками крупных рек. Почвообразующими породами служат лессовидные карбонатные суглинки и лёссы (рис. 8.9), местами — элювий и делювий плотных осадочных пород, пестроцветные глины.

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. Возвышенности Заволжья имеют столово-увалистый рельеф и разнообразные породы: доломиты, мергелистые глины, пестроцветные мергели, которые, наряду с лессовидными суглинками, служат почвообразующими породами. К лесостепной области относится северная часть возвышенности Общій Сырт — обширные плоские вытянутые увалы («сырты»), с плотными осадочными породами в основании, перекрытые глинами.



Рис. 8.9. Лёсс

Низкая Окско-Донская равнина сложена с поверхности ледниковыми и покровными отложениями, слабо расчленена<sup>103</sup>, местами с суффозионными западинами. Глубина западин не превышает 3 м, диаметр — от 30–40 до 200–400 м. Грунтовые воды разной степени минерализации часто близко подходят к поверхности. Равнины представлены также древними волжскими террасами в Низком Заволжье, песчаными зандровыми низинами в долинах Оки и Жиздры на западе, Дона, Воронежа в центре, Суры и Алатыря на востоке области. Многие песчаные равнины являются продолжением полесий суббореальной лесной области.

Возвышенности и равнины отличаются высоким эрозионным потенциалом. Развитию эрозии на пахотных землях благоприятствует не только рельеф, но и высокая доля пыли в гранулометрическом составе лёссовых пород, а также преобладание ливней среди летних дождей<sup>104</sup>. Кроме того, территория давно и интенсивно распахивается, леса сохранились в основном по эрозионным формам; однако создано немало лесных полос, успешно выполняющих почвозащитные функции для полей и изменившие свойства почв. В лесостепных черноземах под лесными полосами увеличивается мощность гумусового профиля (А+АВ-горизонты) и темного гумусового горизонта, опускается линия вскипания по сравнению не только с пашней, но и с условно целинными черноземами [Чендев и др., 2022<sup>105</sup>].

Климат области умеренно континентальный, с нормальным или недостаточным увлажнением. Сумма температур выше 10°C 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 определяется как периодически непромывной.

В пределах Восточно-европейской липово-дубовой лесостепи различают



**Рис. 8.10.** Космический снимок участка Среднерусской возвышенности; леса приурочены к оврагам и балкам

<sup>103</sup> Воронежские географы называют ландшафт низменности «плоскоместьем».

<sup>104</sup> По подсчетам Б.П. Ахтырцева [1982], на Среднерусской возвышенности эродированные почвы занимают 40–60 % площади.

<sup>105</sup> Чендев Ю.Г., Геннадиев А.Н., Смирнова, М.А. и др. Ранние стадии эволюции черноземов под лесной растительностью (Белгородская область) // Почвоведение. 2022. № 4.

две субширотные полосы: северную и южную лесостепь с разным соотношением широколиственных лесов и травянистых сообществ. [Зоны и типы поясности..., 1999]. Однако разделение на (под)зоны по растительности мало сказывается в трендах почвообразования, поскольку исходные различия в гидротермических режимах нивелируются или трансформируются эффектом земледелия. Степень распаханности [Савин и др., 2018] территории достигает 80%. На космическом снимке видны зеленые полосы и пятна лесов и кустарников по долинам и балкам; преобладают по площади поля геометрических форм (рис. 8.10).

### ***Особенности почвенного покрова и почв***

Главным фактором дифференциации почвенного покрова суглинистых лесостепных территорий является рельеф, причем как на уровне мезоструктур склонов, так и на уровне геоморфологических районов, а также характер почвообразующих пород. Как тенденция отмечается сдвиг в сторону серых почв на более расчлененных, высоких или просто на водораздельных участках, что иногда совпадает с опесчаненностью суглинков [Ахтырцев, 1979]. Черноземы тяготеют к плоским низким поверхностям и к тяжелым породам, в том числе двучленным: суглинкам, подстилаемым глинами. В качестве примера приводится Окско-Донская равнина. Литологическая неоднородность суглинистых почвообразующих пород с границей между слоями на глубине от 1 до 2,5 м неоднократно отмечалась в литературе. Локальные выходы набухающих глин и засоленных отложений, а также минерализованных грунтовых вод приводят к формированию почв с признаками слитизации, осолонцевания и засоления.

Эрозионный рельеф возвышенностей определяет господство катен с сочетаниями и вариациями как формами структур почвенного покрова. Природные почвы занимают локальное положение в пределах области, при этом их площадь уменьшается при движении с севера на юг; поэтому в состав катен входят как природные почвы, так и их антропогенно-преобразованных аналоги; иногда катены полностью состоят из агрогенных почв. В последних изменен в основном верхний слой мощностью 0–25 (30) см; учитывая большую мощность гумусовых горизонтов почв лесостепи, можно считать, что закономерности, выявленные для «природных» катен, достаточно обоснованно переносятся на «пахотные» катены.

В мезоструктурах реализуется тот большой набор почв, который свойственен лесостепи. Б.П. Ахтырцев называл их «микроронами склонов» и считал главной закономерностью строения почвенного покрова, причем место почв в катенах варьирует. В соответствии с подзональным делением, почвенные комбинации включают преимущественно серые почвы в северной лесостепи, черноземы и темно-серые почвы в южной. Соответственно последовательность почв в катенах северной лесостепи

предполагается следующей: серые оподзоленные → (светло-серые по «Классификации...» [1977]<sup>106</sup>) → серые почвы в средних частях склонов → темно-серые в нижних. В южной лесостепи начальным членом катены могут быть темно-серые почвы, сменяющиеся вниз по склону черноземами оподзоленными и выщелоченными. Однако эта закономерность соблюдается далеко не всегда по разным причинам, в том числе по наличию выходов плотных пород и эрозии.

Положение более «оподзоленных» почв объясняется соотношением радиальной и латеральной миграции. На ровных обширных междуречьях преобладает радиальная миграция с элементами если не застоя влаги на литологическом контакте, то ее замедленной фильтрации, что способствует развитию элювиирования. Особенно отчетливо это проявляется в глинистых почвах западин плоских междуречий (рис. 8.11). 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 или слоев создает эффект осветления, так что почвы приобретают признаки «оподзоленности».

На состав катен и их контрастность известное влияние оказывает также эрозия почв, достаточно интенсивная на лесостепных возвышенностях.

В соответствии с изменениями климата с запада на восток изменяются свойства почв. Серые почвы центральных («эталонных») и западных частей области при прочих равных условиях отличаются от своих восточных аналогов более мощным и менее дифференцированным профилем, меньшим содержанием гумуса при более глубоком его проникновении в минеральную толщу. Принято считать, что провинциальные изменения свойств северных подтипов черноземов проявляются также в их гумусовом профиле. С запада на восток уменьшается мощность гумусовых горизонтов и увеличивается содержание гумуса в верхнем горизонте, что



*Рис. 8.11. Пахотная почва днища западины с осветленным горизонтом (Окско-Донская низменность)*

<sup>106</sup> В «Классификации...» [2004] светло-серые почвы объединены с дерново-подзолистыми.

объясняется разной степенью континентальности климата и соответствует идее 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 более поздней информации не полностью подтвердила эту закономерность [Лебедева, 2011]<sup>107</sup>.

Фациальный тренд изменения содержания гумуса в верхнем горизонте с запада на восток нарушается антропогенными воздействиями, а также свойствами почвообразующих 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 в «Русском черноземе» [1883]. Сравнение массива данных по количеству гумуса в подзональных подтипах черноземов четырех провинций — Украинской, Среднерусской, Окско-Донской и Заволжской, проведенное И.И. Лебедевой [2000, 2011], не выявило достоверных различий. Менее дискуссионным является фациальный тренд изменения мощности гумусовых горизонтов, хотя и он тоже подвергается сомнениям в связи с указанными выше причинами, а также с разными критериями нижней границы гумусового профиля. Она определяется иногда по глубине проникновения отдельных темных языков либо по общему ослаблению темной окраски. Количественные критерии тоже не единообразны: используется величина 1% гумуса либо 1,7–2%.

Некоторая неопределенность рассмотренных природных закономерностей и особенностей черноземов, как уже было отмечено выше, объясняется их агрогенной деградацией, которой посвящено огромное число монографий, статей, специальных конференций, интернет-материалов. Мы ограничимся двумя примерами.

Первый — необычные поэтические названия двух книг о черноземах: Г.В. Добровольский «Дороже золота Русский чернозем» [1994] и И.А. Крупеников «Черноземы. Возникновение, совершенство, трагедия деградации, пути охраны и возрождения» [2008].

Второй пример иллюстрируется названием книги И.А. Крупеникова: фотографии проявлений деградации — эрозии (рис. 8.12, А) и облик агрогоризонта (рис. 8.12, Б).

Рассмотрим почвенный покров Восточно-Европейской лесостепной области по макроструктурным элементам — возвышенностям и низменностям.

---

<sup>107</sup> Лебедева И.И. Гумусовые и карбонатные аккумуляции как диагностические критерии в черноземах Восточной Европы // Бюллетень Почвенного института им. В.В. Докучаева. 2011. Вып. 68.



А

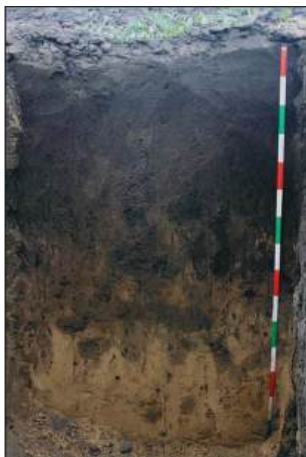
Б

**Рис. 8.12.** А — деградация черноземов (масса чернозема, текущая по дороге после ливня; Б — агрогоризонт чернозема — массивный, переуплотненный; см. рис. 8.4 для сравнения)

В центральной, наиболее высокой и расчлененной части Среднерусской возвышенности почвенный покров образован сочетаниями серых почв и черноземов. Отмечается приуроченность серых почв к водоразделам, выпуклым или сильно расчлененным склонам с байрачными дубравами. Значительно участие серых почв и на севере возвышенности, в полосе «засек». К югу, между Орлом и Курском, сочетания с участием серых почв уступают место однородным ареалам пахотных выщелоченных и типичных мощных черноземов (рис. 8.13), а также черноземов карбонатных с поверхностным вскипанием (на месте выбросов карбонатного материала почвенными животными) и луговыми почвами (черноземами квазиглеевыми) в западинах и днищах ложбин. Все вместе они образуют слабоконтрастные почвенные пятнистости, формирование которых обусловлено водно-миграционным потоками по элементам мезорельфа. Черноземы здесь встречаются не только под степными, но и под лесными сообществами, наиболее ярким примером являются черноземы выщелоченные, типичные и карбонатные лугов и дубрав Центрально-Черноземного заповедника им. В.В. Алехина. Рассмотрению этих почв и причин существования одинаковых почв под контрастными растительными сообществами посвящена отдельная монография<sup>108</sup>; авторы приходят к выводу о высокой устойчивости черноземов к изменению типа растительности — их формированию под степями и сохранении основных свойств после распространения дубрав в конце голоцена.

В почвенном покрове западных отрогов Среднерусской возвышенности основной фон создается средне- и малогумусными сверхмощными черноземами. Темно-серые почвы занимают лишь крутые, изрезанные оврагами склоны. На юго-восточных отрогах Среднерусской возвышенности имеют

<sup>108</sup> Марголина Н.Я., Александровский А.Л., Ильичев Б.А. и др. Возраст и эволюция черноземов. М.: Наука, 1988.



**Рис. 8.13.** Чернозем типичный пахотный (агро-чернозем)

место выходы набухающих глин и засоленных пород; в результате в составе почвенного покрова появляются черноземы с признаками слитизации и солонцеватые. К выходам мела приурочены темногумусовые остаточно-карбонатные почвы или литоземы.

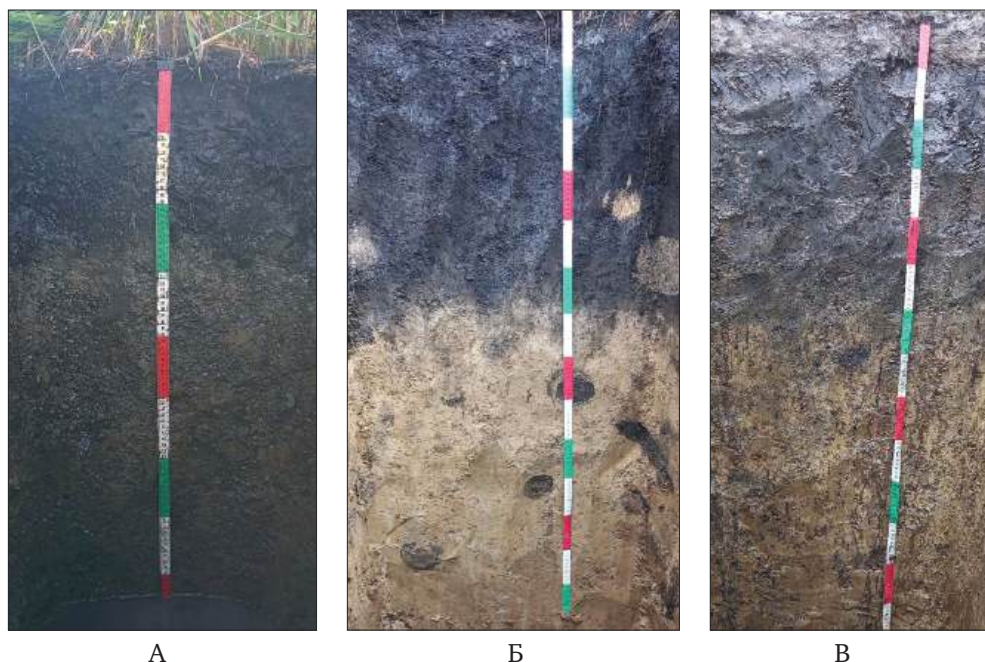
Почвенный покров Среднерусской возвышенности сильно нарушен не только земледелием, но и промышленными разработками [Агроэкологическое состояние..., 1996]<sup>109</sup>. Ее территория признана одной из наиболее эрозионно-опасных в России, доля эродированных земель от площади пашни составляет от 22,6% в Курской области до 40,6% в Белгородской<sup>110</sup>. Темпы смыва достаточно высоки: по оценкам, приведенным в обзоре А.П. Жидкина с соавторами [2023], ежегодно смывается 10–25 т/га почвенного материала в Курской, Орловской областях и более 25 т/га в Белгородской области. Вместе с тем повсеместно отмечается снижение темпов смыва за последние десятилетия, что обусловлено как климатическими изменениями (устойчивым снижением талого смыва за счет более теплых зим), так и антропогенными — снижением доли пашни на эрозионно-опасных участках, залужением склонов и ложбин.

*Окско-Донская равнина* отличается наихудшими условиями дренажа во всей области, и здесь преобладают переувлажненные аккумулятивно-гумусовые почвы (черноземы глинисто-иллювиальные глеевые, черноземы квазиглеевые (рис. 8.14, А, Б)). Черноземы имеют подчиненное значение и, как правило, приурочены к дренируемым склонам. На некоторых участках наблюдается близкое к поверхности залегание минерализованных вод, что находит отражение в формировании солонцеватых почв (рис. 8.14, В). В западинах формируется широкий спектр гидроморфных почв: от лугово-болотных и перегнойно-глеевых до солодей.

На *Приволжской возвышенности* разнообразию лесостепных почв дополнительно способствуют пестрота пород и расчлененность рельефа. Так, в северной части возвышенности еще В.В. Докучаевым упоминались 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

<sup>109</sup> Агроэкологическое состояние черноземов ЦЧО. Курск, 1996.

<sup>110</sup> Жидкин А.П., Комиссаров М.А., Шамшурина Е.Н., Мищенко А.В. Эрозия почв на Среднерусской возвышенности (обзор) // Почвоведение. 2023. № 2.



**Рис. 8.14.** Почвы Окско-Донской низменности: А — чернозем глинисто-иллювиальный глеевый, Б — чернозем квазиглеевый, В — агросолонец темногумусовый квазиглеевый

позиции заняты оподзоленными черноземами и темно-серыми почвами на лессовидных суглинках. В северной части возвышенности соотношение между почвами иное и на основных поверхностях распространены серые почвы, а черноземы занимают долины. Влияние пород проявляется в преобладании серых почв на песчаных опоках, а черноземов — на известняках. В северной части заволжских возвышенностей распространены серые почвы под смешанными лесами с участием ели и пихты, сменяющиеся темно-серыми почвами и черноземами на пологих склонах. В южной части серые почвы встречаются отдельными пятнами среди черноземов. На выходах пестроцветных пермских пород серые почвы наследуют окраску породы, что послужило причиной их местного названия «коричневые лесные» почвы. На мергелистых глинах формируются тяжелые почвы с повышенным вскипанием, называемые серыми остаточнокarbonатными. Типичные «долинные черноземы» были описаны на древних волжских террасах. Их специфика заключается в высокой гумусированности, слабой выщелоченности, 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 подгорной равнине и в



*Рис. 8.15. Дерново-боровая псевдо-фибровая*

полосе холмистых предгорий, образуя как бы первую ступень в спектре вертикальных почвенных зон; с высотой они сменяются серыми почвами. В ряду традиционных подзональных подтипов черноземов предкавказские лесостепные черноземы относят к выщелоченным и типичным. Оба подтипа характеризуются своеобразным гумусовым профилем, очень мощным и с невысоким содержанием гумуса. Гумусовая прокраска прослеживается в среднем до 140 см в типичных черноземах и до 147 см — в выщелоченных. Содержание гумуса в агрогоризонте составляет 4–6%. Тяжелый гранулометрический состав унаследован от породы, хотя высказывается предположение о процессе оглинения, особенно в выщелоченных черноземах

[Черноземы СССР (Предкавказье и Кавказ), 1985; Лебедева, 1992]<sup>111</sup>.

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. Предкавказские черноземы полностью распаханы.

На террасах Дона и его притоков, Воронежа, Хопра, Суры и Алатыря встречаются крупные песчаные массивы с золовым рельефом под сложными сосняками с участием широколиственных пород. Дерново-подзолы и подзолы таежных и суббореальных областей сменяются на песчаных породах почвами со слабо дифференцированным профилем, которые были названы А.Г. Гаелем — почвоведом—«песковедом» — дерново-боровыми псевдофибровыми (рис. 8.15).

Сосновые леса, отсутствие морфологических признаков оподзоленности, гумусовый горизонт мощностью 10–20 см и были причиной такого названия. Железистые псевдофибры нижних горизонтов считались А.Г. Гаелем показателями колебаний положения капиллярной каймы, меняющейся в течение последних столетий. В свойствах дерново-боровых почв, по мнению А.Г. Гаеля, отражались и антропогенные события. Набеги на лесостепь кочевников, перевыпас, следовательно, усиление золовых процессов чередовались со спокойными периодами

<sup>111</sup> Лебедева И.И. Черноземы Восточной Европы. Автореф. дисс... докт. геогр. наук. Москва, 1992.

формирования гумусовых горизонтов, что определяло наличие погребенных дерновых слоев в песчаных толщах [Гаель, 1988].

Таким образом, для почвенного покрова Восточно-Европейской лесостепной области характерны:

- высокая степень распаханности, преобладание антропогенно-преобразованных почв;
- 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 и отсутствия выходов плотных пород);
- тенденция к преобладанию серых почв в западных и северо-восточных частях области и приуроченности к легким породам и сильно расчлененным междуречьям, в отличие от черноземов, тяготеющих к восточным и юго-восточным районам, а также ровным и глинистым участкам;
- пестрота почвенного покрова за счет почвообразующих пород, в основном плотных осадочных, на Приволжской возвышенности, Заволжско-Камском плато, в меньшей мере — на Среднерусской возвышенности.

## 8.2. Западно-Сибирская область



Лесостепные ландшафты Западной Сибири протягиваются узкой полосой с запада на юго-восток от Урала до Оби и Салаирского кряжа. Несмотря на континентальность климата, лесостепной области, как и всем Западно-Сибирским областям, свойственна сильная заболоченность в связи с плоским рельефом, слабым развитием поверхностного стока, близким залеганием грунтовых вод, низкой фильтрационной способностью суглинистых толщ. Однако части области существенно различаются. Для большей по площади низкой центральной части характерно разнообразие почв и заболоченность в сочетании с засолением, преимущественно

содовым [Базилевич, 1965]<sup>112</sup>. Краевые части области — Зауралье и возвышенности восточнее долины Оби до Салаирского кряжа — соответствуют типичной лесостепи; левобережье Оби пересекается полосами ленточных боров на песках.

### *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  $K_{увл}$  около 0,8 и летним максимумом. Повторяемость засушливых лет 15–20%.

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 слабой дренированностью, обилием замкнутых бессточных западин, т.е. разнообразием форм микро- и мезорельефа с комплексами и сочетаниями почв. Уровень грунтовых вод находится в среднем на 4–5 м, но сильно колеблется по сезонам [Почвенный покров..., 2001]. Лощинно-гривистый рельеф типичен для Ишимской и Барабинской равнин, где особенно много суффозионных западин, озер и болот (рис. 8.16). Максимальные размеры



**Рис. 8.16.** Гривистый рельеф Ишимской равнины на космическом снимке

высоких (до 10 м) грив составляют 20 км в длину и 1 км в ширину, форма прямая или ветвящаяся; гривы сложены суглинками и супесями, содержат прослойки песка и гравия в отличие от межгривной равнины с более тяжелыми почвообразующими породами [Елизарова и др., 1999]<sup>113</sup>.

Помимо плоских низких равнин, в восточной и западной частях области есть эрозионные равнины и возвышенности. Зауральское эрозионное плато простирается с севера на юг к западу от Тобола, оно сложено палеозойскими морскими породами, перекрытыми щебнисто-глинистыми элювиальными и делювиальными отложениями, среди

<sup>112</sup> Базилевич Н.И. Геохимия почв содового засоления. М.: Наука, 1965.

<sup>113</sup> Елизарова Т.Н., Казанцев В.А., Магаева Л.А., Устинов М.Т. Эколого-мелиоративный потенциал почвенного покрова Западной Сибири. Новосибирск, 1999.

которых встречаются глинистые пестроцветные коры выветривания. Плато имеет холмисто-увалистый рельеф, долины выполнены карбонатными суглинками. По сравнению с остальной частью территории Зауралья отличается хорошей дренированностью и наибольшей лесистостью. Восточная часть Западно-Сибирской лесостепной области также имеет эрозионный рельеф с речными долинами или овражно-балочной сетью, пологовыпуклыми междуречьями с суффозионными западинками. Она включает Приобское плато по левобережью Оби и Бийско-Чумышскую возвышенность по ее правобережью, переходящую в предгорья Салаира и Алтая.



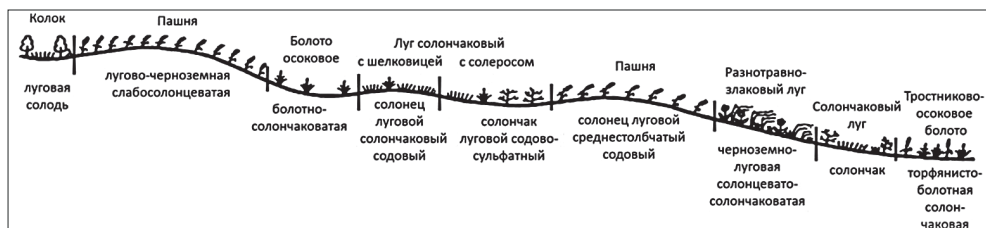
**Рис. 8.17.** Ленточные боры на космическом снимке, лесостепь и степь

Приобское плато представляет собой полосы плоских увалов шириной 15–50 км, вытянутых с юго-запада на северо-восток, на его поверхности много неглубоких блюдцеобразных западин — колков. Увалы разделены параллельными «ложбинами древнего стока»<sup>114</sup> с Алтая шириной 5–15 км, прямыми и параллельными друг другу. Ложбины выполнены песчаными отложениями, местами с оловым рельефом. На фоне почти полностью распаханного Приобского плато ложбины выделяются полосами сосновых лесов, называемых ленточными борами (рис. 8.17). С поверхности плато сложено неогеновыми и четвертичными отложениями, перекрытыми лёссовидными суглинками, опесчаненными 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 только по оврагам и колкам.

Природная растительность основной части области представлена злаково-разнотравными лугами и березняками, иногда с осиной и сосной; они чередуются с болотами и заболоченными лугами и выделяются как подзона северной лесостепи. Лесистость 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 широколистная, господствующими становятся вейник и костяника, что соответствует южной подзоне лесостепи (Елизарова и др., 1999). Кроме того, в составе растительного покрова нередки пятна с полынями,

<sup>114</sup> Атлас Алтайского края. М.: ГУГК, 1978.



**Рис. 8.18.** Схема почвенно-геоботанической катены, типичной для Барабинской лесостепи [по Базилевич, 1965 с сокращениями]. Названия почв традиционные.

кермеком, солянками, свидетельствующими о присутствии засоленных и/или солонцеватых почв.

Все исследователи обращают внимание на исключительное разнообразие болот в Западно-Сибирской лесостепи. В ее северной части встречаются пятна верховых сфагновых болот, иногда с угнетенными березками, широко распространены осоково-тростниково-гипновые болота низинного типа. К югу болот становится меньше, преобладают травяные (вейниковые и осоковые) или высокотравные (займища). По периферии болот нередки галофитные луга (рис. 8.18).

### Почвенный покров и почвы

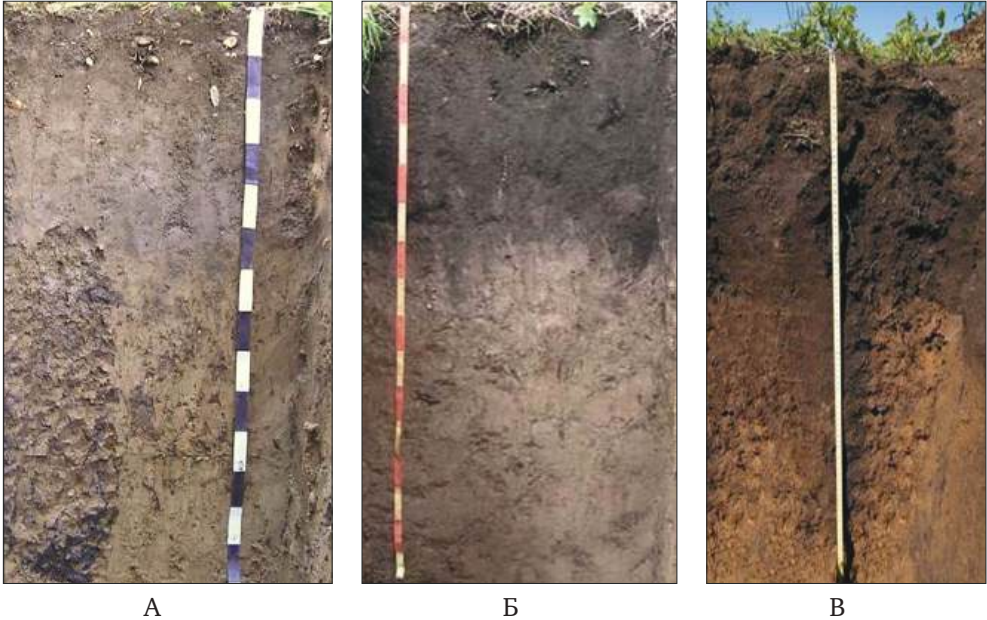
Характерной чертой почвенного покрова является высокая степень неоднородности, свойственная лесостепи. На равнинах Западно-Сибирской области она усугубляется заболоченностью и засолением, проявляющимися в разнообразных формах. Кроме солонцов и солончаков на микроповышениях и в микропонижениях соответственно, распространены солонцеватые и осолодевшие черноземы и солоды. Гидроморфные почвы представлены болотными, в том числе солончаковатыми, и гумусово-глеевыми; автоморфные почвы часто оглеены.

В низкой центральной части на междуречьях Тобол–Ишим–Иртыш–Обь относительно однороден только почвенный покров приречных дренированных полос и верхних частей грив, состоящий преимущественно из *серых почв* на севере и *выщелоченных языковатых черноземов* (средне- и многогумусных) на юге (рис. 8.19). Во всех частях области встречаются *колючие солоды* (рис. 8.20).

В переходной полосе террас от Приобского плато к ложбинам древнего стока почвообразующие породы представлены опесчаненными легкими суглинками или супесями, и черноземы оказываются *глубоко выщелоченными*.

Основная часть низких междуречных пространств занята глеев(ат)ыми и квазиглее(ват)ыми черноземами (лугово-черноземными и черноземно-луговыми почвами) с признаками солонцеватости или

осолодения, а также темными (луговыми) солонцами. Условная почвенно-ботаническая катена из широко известной монографии Н.И. Базилевич [1965], изучавшей содовое засоление на примере почв Барабинской равнины, приведена на рис. 8.18.



**Рис. 8.19.** Почвы оптимальных условий дренированности на Ишимской и Барабинской равнинах: А — серая, Б — темно-серая, В — чернозем выщелоченный языковатый

Засоленность почв, почвенно-грунтовых вод, озер характерна в наибольшей степени для Ишимской равнины и Барабы, на информации о последней создавалась теория континентального соленакопления.

Соли накапливаются в ландшафте в результате выветривания пород (не морского происхождения!), бессточности территории и засушливости климата. Озера и низинные болота окаймлены обычно содовыми солончаками или солончаковатыми темными солонцами в комплексах с гумусово-квасиглеевыми солончаковатыми почвами. На междуречьях влиянию солей подвержены в той или иной мере почти все почвы: на глинах — 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 химическом составе, количестве солей и глубине засоления, причем с явной тенденцией к появлению в лесостепи почв, свойственных степным ландшафтам. В строении почвенного покрова значительную роль играют западины (колки), испещряющие не только плоские равнины, но и гривы и даже относительно дренированные поверхности



**Рис. 8.20.** Солодь в колке и нодулы из горизонта ELg

процессом и почвы целесообразно называть элювиально-глеевыми осолоделыми (?) или элювоземами типичными, глееватыми, глеевыми, или сегрегационными, по «Классификации ...» [2004]. Напомним, что похожие горизонты выделялись в подбелах как сегрегационно-отбеленные или конкреционные.

(рис. 8.21). Многие западины заняты солодями, реже серыми осолоделыми почвами. Колки под ивовыми кустами имеют контрастный гидротермический режим по сезонам. По мнению А.Г. Дюкарева [2005]<sup>115</sup>, в формировании контрастного профиля с мощным осветленным горизонтом буквально «набитым» гумусово-железистыми нодулями, оглеение и перераспределение соединений железа может быть основным про-



А



Б

**Рис. 8.21.** Колки на снимке с вертолета (А) и на местности (Б)

В зауральской лесостепи сложность почвенного покрова становится меньше и определяется составом сочетаний по склонам эрозионного рельефа. Под сосново-березовыми кустарниково-травяными лесами в приречных районах формируются обычные серые почвы, причем от низких террас к высоким светлосерые и серые почвы сменяются темно-серыми и оподзоленными черноземами, на дренируемых склонах появляются выщелоченные и оподзоленные черноземы, т.е. имеет место «лесостепная»

<sup>115</sup> Дюкарев А.Г. *Ландшафтно-динамические аспекты таежного почвообразования в Западной Сибири.* Томск: Изд-во НТЛ, 2005.

катенарная смена почв. Разнообразие почвенного покрова Зауралья определяется участием в нем не только серых почв и черноземов, но и дерново-подзолистых почв, включая почвы со вторым гумусовым горизонтом, глееватых вариантов черноземов (лугово-черноземных почв на картах), солонцеватых и осолоделых, солонцов, разных болотных почв и дерново-подзолов на песках. Северная (лесостепная) часть Приобского плато имеет сравнительно однообразный почвенный покров. Он состоит из выщелоченных среднегумусных, выпаханных, по оценке Н.П. Лебедева [1975], черноземов с темно-серыми осолоделыми почвами или солодами в колках.

Особое место занимают песчаные почвы ленточных боров, протягивающихся и дальше в степную область, а также огромный массив песчаных почв на правобережье Оби между Бийском и Барнаулом в пределах лесостепи (рис. 8.17). Пески преимущественно мономинеральные. Место почв в составе почвенного покрова ленточных боров определяется увлажнением и эоловыми процессами на участках с материковыми дюнами. В наиболее влажных позициях, например в понижениях или нижних частях склонов эоловых холмов, или при неоднородности песков под кустарничково-моховыми сосняками или производными березняками обнаруживаются *глееватые подзолы* или *грубогумусированные дерново-подзолы*; при нормальном увлажнении — дерново-подзолы или *дерновые ожелезненные почвы* соответственно, на ровных участках или пологих склонах более «южных» под травяными сосняками, иногда с кустарниками.

В верхних частях грив и материковых дюн, на узких сухих вершинах и относительно крутых склонах почвенные профили маломощные, слабо дифференцированы на горизонты и могут быть отнесены к дерновым почвам (рис. 8.22), в том числе подтипу эолово-аккумулятивных, при сильных нарушениях, приводящих к слабой выраженности гумусового горизонта — к *псаммоземам*.

Бийско-Чумышская лесостепь на фоне других частей области близка восточноевропейскому «эталону» в отношении дренированности в условиях эрозионного рельефа, следовательно, почвенных мезокомбинаций. Густота долиново-овражно-балочного расчленения по оценкам геоморфологов оценивается в 5–6 баллов из 9 [Атлас Алтайского края, 1978]. Серые и темно-серые почвы образуют катены с участием оподзоленных черноземов, к которым добавляются выщелоченные черноземы на относительно ровных участках.



Рис. 8.22. Дерновая ожелезненная почва на песках

В отличие от «эталоны», в Западно-Сибирской лесостепи, даже наиболее дренированной, много колков с осолоделыми почвами.

На крайнем востоке области, на подгорной равнине и пологих склонах в предгорьях Салаирского кряжа ясно выражена закономерная зональная смена полос лесостепных почв: черноземы выщелоченные – черноземы оподзоленные — темносерые — серые. Выше, на пологих склонах и относительно ровной поверхности кряжа под черневой тайгой с высоко-травьем распространены уникальные дерново-сверхглубокоподзолистые почвы (рис. 6.21).

Таким образом, для почв и почвенного покрова области характерны:

- различия в составе почвенного покрова и свойствах почв между центральными низменностями и западной и восточной возвышенностями;
- высокая неоднородность почвенного покрова центральных низменностей, вызванная слабой их дренированностью, малой глубиной залегания и повышенной минерализацией грунтовых вод, микро- и мезорельефом;
- распределение разных вариантов серых почв и черноземов — обычное на западной и восточной возвышенных частях, черноземов (выпаханных) на Приобском плато и мозаичное на низменностях из (квази)глееватых и (квази)глеевых черноземов солонцеватых, осолоделых, темных солонцов и колочных солодей; последние встречаются повсеместно;
- содовое засоление почв, грунтовых вод и озер в Барабинской и Ишимской лесостепи;
- в ленточных борах и на обширной древней террасе Оби распределение дерново-подзолов, подзолов, дерновых почв и псаммоземов определяется увлажнением и эоловыми процессами.

### 8.3. Дальневосточная область

Выделение малой по площади и не очень типичной для лесостепи Дальневосточной области в качестве лесостепной принимается не всеми географами. Область находится на болотистой Зейско-Буреинской низменности между Буреинских хребтом, малым Хинганом и южными отрогами хребта Тукурингра. Геоботаники относят территорию к лесостепи: на карте «Зоны и типы поясности...» [1999] показана «дальневосточная (приамурская) дубовая лесостепь»; на карте «Биомы России» [2018] — Зее-Буреинская лесостепь. Часть почвоведов, следуя Ю.А. Ливеровскому [1974] и Б.П. Колесникову и др. [1961]<sup>116</sup>, выделяют здесь почвы прерий

<sup>116</sup> Колесников Б.П., Ливеровский Ю.А., Никольская В.В. Природные ландшафты прерий на советском Дальнем Востоке и их происхождение // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. 1961. № 1.



нах (рис. 8.23) знакомые им темные и плодородные почвы и назвали их «амурскими черноземами».

Причинами разногласий в интерпретации зональных почв могут быть их крайне малая изученность, с одной стороны, и обилие почв избыточного увлажнения — болотных, лугово-болотных, лугово-черноземовидных, с другой стороны. В итоге, вопрос о ландшафте прериевидной лесостепи с черноземовидными почвами по Ю.А. Ливеровскому остается дискуссионным<sup>117</sup>. Теоретически географическими аналогами почв дальневосточных прерий являются северо- и южноамериканские бруниземы — почвы прерий (Argiudolls в американской Soil Taxonomy и Phaeozems в международной системе WRB).

### Условия почвообразования

Судя по относительно новым региональным публикациям, Приамурская лесостепь выделяется только в южной части Зейско-Буреинской равнины [Онищук, Тильба, 2014]. Равнина окружена увалистыми возвышенностями и низкогорьями, с юга ограничена долиной Амура.

Зейско-Буреинская равнина представляют собой обширную депрессию, заполненную мощной толщей континентальных отложений. На поверхности залегают нижнечетвертичные тонкослоистые суглинки и глины; почвообразующие породы представлены в значительной степени продуктами их переработки — озерными и аллювиальными глинами, иногда с прослойками песка и темными сапропелевыми линзами (рис. 8.24).

Поверхность равнины плоская, высоты ее снижаются от 370–400 м на периферии до 240–280 м в самой низкой части. Значительная часть занята разноуровневыми террасами крупных рек (Амура, Зеи, Буреи, Селемджи), а террасы и поймы их мелких притоков выражены плохо на единой

<sup>117</sup> Ливеровский Ю.А., Пустовойтов Н.Д. Луговые черноземовидные почвы и генезис ландшафтов амурских прерий // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геогр. 1966. № 3.



*Рис. 8.23. Ландшафт в низовьях Буреи*

слабонаклонной поверхности, что объясняется недостаточной общей дренированностью территории. Она усугубляется горизонтальной слоистостью отложений и/или тяжелым гранулометрическим составом пород.

Среднегодовое количество осадков составляет 500–580 мм с летним максимумом, годовой  $K_{увл}=0,94$ , причем в виде снега выпадает всего 10–35 мм осадков. При среднеянварских температурах  $-20$  —  $-24^{\circ}\text{C}$  такой сезонный

ход атмосферного увлажнения способствует глубокому (до 3 м) и продолжительному промерзанию почв. Тем не менее сумма активных температур достаточно высока ( $2100$ – $2400^{\circ}$ ), что позволяет выращивать сою — теплолюбивую традиционную культуру.

Позднее оттаивание в сочетании с обильными муссонными дождями вызывает продолжительное переувлажнение почв и появление верховодки в среднем на глубинах от 1 до 2 м. Однако в собственно лесостепных почвах нет ярко выраженного оглеения, которое можно было бы ожидать вследствие отмеченных особенностей факторов почвообразования. Ю.А. Ливеровский объясняет его отсутствием высоким содержанием кислорода в муссонных дождях и низкими температурами прогревающейся весной почвы, а также структурностью верхних горизонтов.

Как и в других лесостепных областях, дренированные позиции занимают еще сохранившиеся леса из монгольского дуба, на юге — широколиственные леса с преобладанием вяза и лесо-луговым разнотравьем, а также высокотравные остепненные луга (арундинелла, мятлик, тонконог, полевицы, полыни), чередующиеся с сырыми лугами и болотами. Вероятно, именно остепненные луга с черноземовидными почвами были распаханы: подсчеты И.Ю. Савина показали максимально высокую степень распаханности черноземовидных почв по сравнению с другими почвами [Савин и др., 2018]. Причиной может быть ограниченность



*Рис. 8.24. Почвообразующие породы в южной части области*

пахотного фонда — невозможность ведения земледелия на переувлажненных почвах, на фоне которых черноземовидные почвы оказываются благоприятными для сои, зерновых и некоторых овощных культур. Однако, по подсчетам Н.М. Костенкова с коллегами [2014], они занимают всего 2,5% площади Амурской области, 800 000 га.



Рис. 8.25. Черноземовидные почвы

### Почвы

Почвенный покров и почвообразование в области очень слабо изучены. В окружении Зейско-Буреинской равнины буроземы с высотой сменяются буротаежными почвами (ржавоземами) и подбурами. Значительная часть равнины занята гидроморфными почвами, и только на юге на участке лесостепи встречаются отдельными ареалами своеобразные черноземовидные почвы (рис. 8.25). По облику аккумулятивно-гумусового горизонта, довольно мощного и очень темного, почвы были определены как «амурские черноземы», хотя карбонаты в них, если встречаются, то обычно глубже 1,5–2 м. Другое название почв — «лугово-черноземные», поскольку в нижней части профиля нередко признаки глееватости, т.е. «луговости», особенно при тяжелом гранулометрическом составе пород, что бывает очень часто. По общему географическому положению (в суббореальном поясе на востоке материка (см. гипотетический материк, рис. 1.3)), характеру прежней травянистой растительности и близости ареалов и свойств почв таковым маньчжурских прерий (китайским почвам «хету») они были названы черноземовидными почвами прерий. Как правило, они формируются на глинистых озерно-аллювиальных отложениях.

Темный аккумулятивно-гумусовый горизонт 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 его верхней части 6–10%, глубина гумусовой прокраски превышает 1 м. Гумус имеет гуматный состав с отношением  $C_{гк}/C_{фк} = 1,9–2,3$ . Почвы нейтральные или слабокислые, бескарбонатные, слабоненасыщенные. По ряду свойств черноземовидные почвы близки к глееватым подтипам выщелоченных черноземов и лугово-черноземным почвам. По мнению дальневосточных почвоведов [Костенков и др., 2014], черноземовидные почвы являются «национальным богатством Дальнего Востока и их следует отнести к особо охраняемым высокопродуктивным почвенным объектам».

В средней или нижней частях гумусового горизонта структура приобретает икрянистый характер, что может быть связано с циклами промерзания влажной почвы и концентрации оксидов железа в центрах икрянистых, т.е. мелких, округлых, однопорядковых агрегатов, диагностируемых микроморфологами [Гынинова, Шоба, 2008]<sup>118</sup>.

Проявления глееватости в виде ржавых пятен и сизоватого оттенка выражены слабо и начинаются ниже срединного горизонта. Признаки иллювирувания тонких частиц отсутствуют, с глубиной в сложении и структуре начинают доминировать породные признаки (слоистость при плотном сложении, трещиноватость, черные растительные остатки). Избыточное увлажнение нижней части профиля связано с тяжелым гранулометрическим составом, замедлением фильтрации ниже структурного аккумулятивно-гумусового горизонта в почти не измененном почвообразовании субстрате, а также с глубоким промерзанием и поздним оттаиванием почв.

В «Классификации ...» [2004] профилю черноземовидной почвы была придана условная формула: AU-CRH-Cg, в которой требуется дополнительное обоснование присутствия и свойств гумусово-криометаморфического горизонта (CRH), сменяющего темногумусовый, или диагностического признака (crh) в дополнение к срединному горизонту. Диагностика черноземовидных почв основана на малом количестве почвенных данных и требует дальнейших исследований.

В окружении Зейско-Буреинской равнины на 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 суббореальной лесной Дальневосточной области, генетический ряд почв с разной степенью дифференциации профиля коррелирует с условиями дренажа; к региональным чертам буроземов относится повышенное содержание гумуса (4–5%) и насыщенность основаниями при слабокислой реакции.

Таким образом, для почв и почвенного покрова области характерны:

- неоднозначность мнений об отнесении всей области к лесостепной, а южную лесостепную часть — к прериям;
- сочетание в почвенном покрове почв буроземного ряда, гидроморфных и аккумулятивно-гумусовых;
- недостаточная обоснованность (условность) диагностики почв как черноземовидных почв прерий.

<sup>118</sup> Гынинова А.Б., Шоба С.А., Балсанова Л.Д. Влияние глубокого промерзания на морфогенез луговых подбелов Приамурья // Вестн. Моск. ун-та, сер. Почвоведение. 2008. № 3.

## ГЛАВА 9

### СУББОРЕАЛЬНЫЕ СТЕПНЫЕ ОБЛАСТИ. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОЧВ



В пределах России степные области протягиваются относительно узкими полосами на Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнинах. Степные почвы — черноземы и каштановые — встречаются отдельными массивами в равнинной части Крыма (Степной Крым), межгорных котловинах Южной Сибири и в Забайкалье.

Если в лесостепных 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 двух почвенных зон: степной и сухостепной, представляющих ареалы двух традиционно выделяемых подзональных подтипов черноземов и двух не менее традиционных подтипов каштановых почв [Добровольский, Урусевская, 2004]. Почвенные подзоны частично соответствуют геоботаническим [Зоны и типы поясности..., 1999]. Почвы степной зоны — черноземы обыкновенные<sup>119</sup> под умеренно засушливыми разнотравно-дерновинно-злаковыми степями (по геоботаническому разделению «северными») и черноземы южные под ковыльно-типчачковыми степями («средними» или «сухими» у геоботаников). Сухостепная зона представлена темно-каштановыми и каштановыми почвами полынно-типчачково-ковыльных («южных или опустыненных») степей. Леса по балкам, долинам рек, на песках и искусственные лесные полосы занимают не более 10% площади. Степень распаханности территории высока, по подсчетам И.Ю. Савина с коллегами она составляет 78% для черноземов обыкновенных, 76% для черноземов южных и некоторых каштановых почв (рис.3.6) [Савин и др., 2018].

На фоне широтно-зональных структур почвенного покрова в его строении принимают участие и микроструктуры, меньший вклад вносят литологические факторы. В Восточно-Европейской области комплексы

<sup>119</sup> В главах о степных почвах используются одновременно традиционные подтиповые названия черноземов и солонцов и названия в «Классификации...» [2004], поскольку последние могут быть изменены в следующей ее версии.



**Рис. 9.1.** Характерный профиль степного чернозема

встречаются в ее восточной части; в Западной Сибири, как и в лесостепи, они широко распространены на суглинистых породах.

Явления фациальности (провинциальности) хорошо выражены в степных областях и проявляются в главных свойствах степных почв — гумусовом и карбонатном профилях, причем фациальные тренды более отчетливы для черноземов, чем для каштановых почв<sup>120</sup>.

По сравнению с лесостепными областями степные области существовали в более стабильных климатических условиях в течение голоцена: смещение природных зон там, где оно имело место, не приводило к таким контрастным результатам, как в лесостепи. Изменения климата в голоцене повлияли в основном на количественные параметры степных почв, такие как глубина залегания солевых горизонтов, интенсивность гумусонакопления, а также формы карбонатных новообразований.

Обязательное условие формирования степных почв — умеренно-засушливый континентальный климат с летним максимумом осадков, следовательно, непромывной водный режим. В редкие влажные годы происходит промачивание всей почвенной толщи. Отсутствие регулярного перемещения гравитационного потока влаги в степных черноземах служит одной из граней раздела между ними и лесостепными черноземами. В обыкновенных черноземах легкорастворимые соли появляются глубже 3–4 м, в южных черноземах — на глубине около 2 м, в каштановых почвах гипс и легкорастворимые соли могут встречаться в пределах 1,5–2 м. Обычно хорошо выражены карбонатные новообразования сегрегационного типа — белоглазка. Для профиля степных черноземов, в отличие от лесостепных, характерен ясный переход гумусового горизонта в аккумулятивно-карбонатный (рис. 9.1), непромывной водный режим, преимущественное поступление растительных остатков с корнеопадом и континентальный климат, что в совокупности определяет особенности гумусового профиля. Содержание гумуса варьирует от 8–10% до 3–4%; гумус гуматный.

Гумусовым горизонтам степных почв свойственна хорошо сформированная зернистая структура (рис. 9.2), высокая биогенность. По основным морфологическим и некоторым химическим свойствам аккумулятивно-гумусовые горизонты лесостепных и степных черноземов практически не различаются. Мощность гумусовых горизонтов составляет в среднем 70–80 см в восточноевропейских обыкновенных черноземах и 45–50 см в южных,

<sup>120</sup> Прасолов Л.И. О черноземе Приазовских степей // Избр. тр. М., 1978.

в сибирских черноземах она существенно ниже. Оценка мощности гумусовых горизонтов степных черноземов осложняется языковатостью их нижней границы и/или перерывистостью землероями (рис. 9.3).

Языковатость, т.е. темные языки, спускающиеся из аккумулятивно-гумусового горизонта в аккумулятивно-карбонатный и сужающиеся книзу, объясняется образованием трещин как при иссушении почв, так и при промерзании. В них засыпается темный гумусированный материал. Трещины характерны именно для степных черноземов как следствие континентальности и засушливости климата.

Высокая биогенность степных черноземов проявляется в разнообразии фауны беспозвоночных, представленных различными видами пластинчатоусых, щелкунов, усачей, пыльцеедов, геофилид; наибольшую численность и глубину проникновения в профиль, по сравнению с другими почвами, обнаруживают актиномицеты и спорообразующие бактерии [Мишустин, 1974].

Однако самыми характерными представителями почвенной мезофауны, следы жизнедеятельности которых в почвах чрезвычайно наглядны, что отмечалось неоднократно, начиная еще с Ч. Дарвина, являются дождевые черви. Количество видов дождевых червей невелико; М.С. Гиляров [1965] считал, что в степных черноземах доминирует один вид — *Eisenia rosea*. Численность дождевых червей здесь в 2–3 раза меньше по сравнению с лесостепными черноземами. С сезонными явлениями связана еще одна характерная особенность поведения мезофауны степных черноземов — «смена горизонтов активности» по М.С. Гилярову, т.е. перемещение основной массы почвенных животных по почвенному профилю вслед за



Рис. 9.2. Структура гумусового горизонта в выбросе слепыша

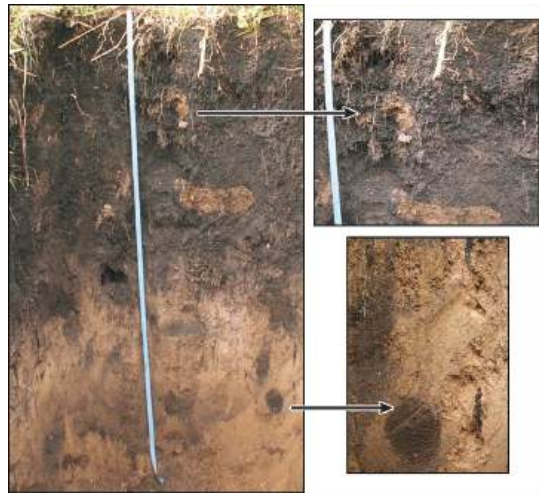


Рис. 9.3. Общий вид профиля обыкновенного чернозема с кротовинами из материала разных горизонтов и детали их строения — темный язык справа сверху, круглая кротовина и два «шнурка» из копролитов справа снизу



Рис. 9.4. Кротовины — «решетка»

изменениями влажности, в результате чего мезофауной перерабатывается значительная толщина почвы.

В качестве курьеза приведем пример кротовин необычной конфигурации, обнаруженных Н.Б. Хитровым в Каменной Степи (рис. 9.4).

Результаты сезонных миграций дождевых червей проявляются в профиле в виде темных тонких полосок, или «шнурков», шириной не больше 1 см, как называет их И.И. Лебедева [2011], на контакте гумусово-аккумулятивно-го и аккумулятивно-карбонатного горизонтов (рис. 9.3). 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 языков их верхнюю часть — воронку и шнурки. Верхняя часть, как и шнурки, состоит из материала гумусово-аккумулятивного горизонта, засыпающегося в термические трещины компактного и слабо структурного аккумулятивно-карбонатного горизонта.

В каштановых почвах сокращается численность беспозвоночных, меньше зона их обитания. Наиболее заметно уменьшение количества дождевых червей.

Важной диагностической характеристикой степных почв является их *карбонатный профиль*. Вскипание и отдельные карбонатные новообразования могут появляться в пределах гумусового горизонта или чуть ниже в зависимости от гранулометрического состава и фациального положения почвы при закономерном приближении линии вскипания к поверхности от обыкновенных черноземов к каштановым почвам. В отличие от лесостепных, степные черноземы имеют резкую и постоянную границу вскипания, что обусловлено большей аридностью климата, формированием в почвах резко выраженного градиента влажности на фоне более высокой концентрации растворов.

Горизонт аккумуляции карбонатов диагностируется аналитически по максимуму карбонатов и морфологически по освещенности, бурному вскипанию с HCl, росту числа новообразований: сегрегационных (белоглазки), пропиточных (мучнистых) и миграционных (мицелярных) форм. Положение карбонатного горизонта под гумусовым объясняет продуцирование последним CO<sub>2</sub>, влияющего на подвижность карбонатов. Известно, что вы-

сокие концентрации  $\text{CO}_2$  в обыкновенных черноземах приходится на среднюю часть их профиля и почвенные растворы, перемещаясь вниз, в более глубокие холодные горизонты, насыщаются  $\text{CO}_2$ , 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 входящего в сегрегации. В южных черноземах и каштановых почвах 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 происходит чаще всего по трещинам иссушения, поэтому белоглазка имеет более или менее отчетливую вертикально-линейную ориентированность в черноземах; в каштановых почвах белоглазка распределена относительно равномерно по горизонту.

Еще один частый элемент профиля степных почв — гипс и легкорастворимые соли. Последние представлены хлоридами и сульфатами Na и Mg. Глубина появления солей в профиле уменьшается от черноземов обыкновенных к каштановым почвам и с северо-запада на юго-восток.

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 польнями и некоторыми другими растениями), 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 присутствие различных по составу и содержанию легкорастворимых солей в почвах более свойственно Западно-Сибирской области.

Подзональные и фациальные закономерности отмечались в почвах на лёссах и лёссовидных суглинках — преобладающей почвообразующей породе в обеих областях. Фациальный тренд в отношении гумусового профиля степных черноземов предполагает уменьшение его мощности с запада на восток на фоне увеличения содержания гумуса в верхней части гумусово-аккумулятивного горизонта. Тренд ясно прослеживается на

первой почвенной карте, составленной В.В. Докучаевым в начале 1880 гг. (рис. 9.5). Однако со временем тренд «размывается» благодаря агрогенной гомогенизации почвенного покрова и сельскохозяйственной эрозии.

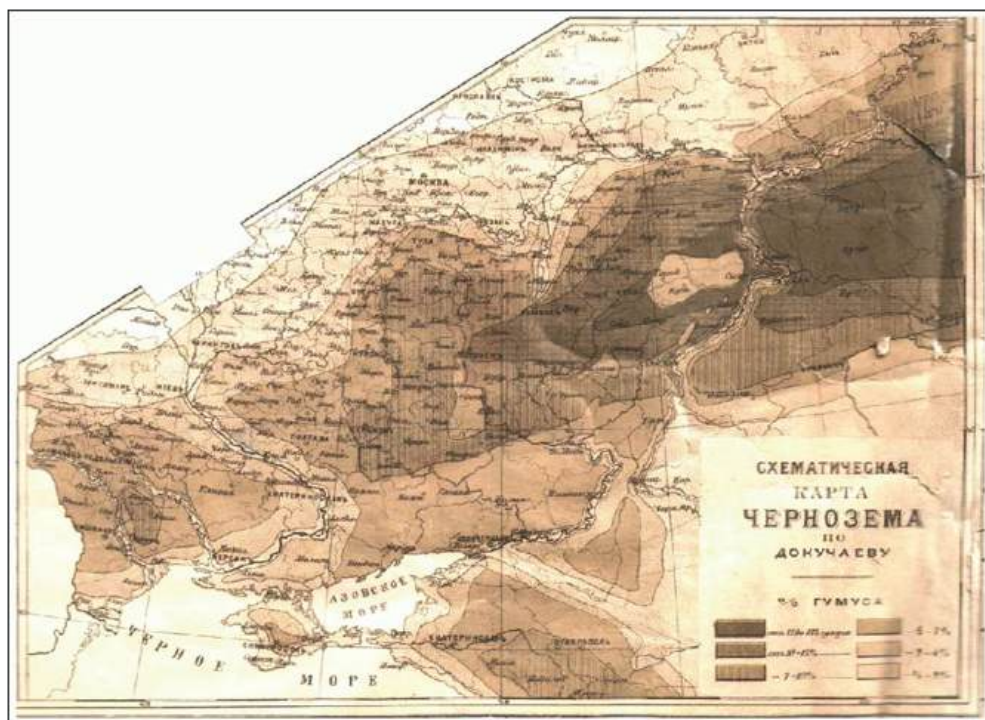


Рис. 9.5. Карта изогумусовых полос В.В. Докучаева из монографии «Русский чернозем» [1883]

Черноземы, как известно, давно и интенсивно используются в земледелии. В результате имеют место дегумификация (потери гумуса), деградация структуры, переуплотнение и эрозия, в орошаемых черноземах — вторичное засоление. Пахотные черноземы классифицируются по правилам «Классификации ...» [2004] как агрочерноземы (PU-AU-BCA), если исходная мощность горизонта AU превышает глубину пахоты, т.е. 25–35(40) см. Мало- и среднемощные черноземы переходят в агроземы темные аккумулятивно-карбонатные (PU-BCA) и агроземы аккумулятивно-карбонатные (P-BCA), особенно на эрозионно-опасных землях. Деградация черноземов посвящена обширная научная<sup>121</sup> и даже публицистическая<sup>122</sup> литература, начиная с «Русского чернозема» В.В. Докучаева и до наших дней.

Следствием антропогенного регулирования водного режима чернозе-

<sup>121</sup> Ковда В.А. Почвенный покров, его улучшение, охрана и использование. М.: Наука, 1981. Агроэкологическое состояние черноземов ЦЧО. Курск, 1996.

<sup>122</sup> Крупеников И.А. Чернозем — наше богатство. Кишинев, 1978.

мов 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., 1998<sup>123</sup>; Агроэкологическое состояние..., 1996]. 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]<sup>124</sup> и Н.Б. Хитровым [2002]<sup>125</sup>, доказывающими, что мочары оказались неизбежным результатом агролеомелиоративных и агротехнических мероприятий, проводившихся еще со времен В.В. Докучаева и направленных на максимально возможное сохранение влаги в пахотных почвах. Строительство лесных полос, снегозадержание, замена весенней вспашки на осеннюю в течение нескольких десятилетий 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 отдельных участках, в первую очередь в понижениях, на перегибах склонов, создавались условия повышенного увлажнения, маркируемые пятнами с тростником.

### 9.1. Восточно-Европейская область



<sup>123</sup> Зайдельман Ф.Р., Тюльпанов В.И., Ангелов Е.Н., Давыдов А.И. Почвы мочарных ландшафтов — формирование, агроэкология и мелиорация. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998.

<sup>124</sup> Коковина Т.П. Водный режим черноземов // Русский чернозем — 100 лет после В.В. Докучаева. М., 1983.

<sup>125</sup> Хитров Н.Б. Развитие переувлажнения черноземов в исходно автоморфных агроландшафтах // Доклады РАСХН. 2002. № 2.

В степной Восточно-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%.

### **Факторы почвообразования и некоторые вопросы эволюции степных почв**

Значительная часть области занята низкими равнинами с более или менее мощными покровами суглинков и глин. Таковы Кубано-Приазовская и Причерноморская низменности, наклонные подгорные равнины Восточного Предкавказья, северная окраина Прикаспийской низменности. Возвышенности — Приволжская, Калачская, Ставропольская, Общий Сырт, Донецкий Кряж, Ергени — большей частью сложены плотными осадочными породами. Почвы возвышенностей формируются на элювии и делювии плотных пород, которые местами выходят на поверхность. Абсолютные высоты возвышенностей находятся в пределах 300–400 м за исключением более высокой Ставропольской. На промежуточных высотных уровнях (150–300 м) располагаются слабо расчлененные эрозионные равнины, повсеместно перекрытые лёссовидными суглинками и глинами. С севера на юг гранулометрический состав лёссовидных отложений становится более тяжелым, изменяется соотношение фракций крупной пыли и ила: от преобладания крупной пыли на севере и северо-западе области до преобладания илистой фракции на юге, в том числе на равнинах Предкавказья и в бассейне Дона [Лебедева, 1996]<sup>126</sup>.

Климат умеренно засушливый,  $K_{\text{увл}}$  не превышает 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 отчетливо, хотя на западе он более «растянут», на востоке более контрастен. Для Предкавказья характерна теплая мягкая зима, зимне-весенние осадки и продолжительный безморозный период. Средние температуры января здесь не ниже  $-1$  —  $-4^\circ$ , тогда как на востоке области они опускаются до  $-10$ . 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 случается редко. Естественная растительность практически не сохранилась.

Почвенный покров области формировался не только под влиянием современного комплекса факторов почвообразования. Некоторые его черты связаны с изменениями климата в голоцене. Прекрасную возможность

<sup>126</sup> Лебедева И.И. Гранулометрический профиль черноземов Восточной Европы и его дифференциация // Почвоведение. 1996. № 7.

для изучения голоценовых палеопочв в степях предоставляют курганы с их насыпными и подкурганскими почвами, датировки которых обеспечиваются археологическими материалами. Многие курганы имеют возраст 2–4 тыс. лет, т.е. по ним можно изучать почвы, сформировавшиеся в Суббореальный и Субатлантический периоды голоцена с различными климатическими условиями [Геннадиев, 1990; Демкин, Иванов, 1985<sup>127</sup>].

Исследования почв курганов, разбросанных почти по всей степной области, показали, что амплитуда изменений свойств почв была шире 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 гумусовый профиль, граница вскипания и форма карбонатов. В засушливом Суббореальном периоде, т.е. в интервале от 2–2,5 до 5 тыс. лет назад, черноземы отличались меньшей гумусностью, более высокой карбонатностью и солонцеватостью. В почвах слабо дренированных территорий повышался уровень и степень минерализации грунтовых вод, что оказало сильное влияние и на состав почвенного покрова: участие 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 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 промерзанием почв в Заволжье. Поскольку территория давно и интенсивно освоена человеком, растительность как фактор дифференциации почвенного покрова почти не имеет значения. Такими факторами являются почвообразующие породы и рельеф, а также — антропогенный фактор.

### *Почвы и почвенный покров*

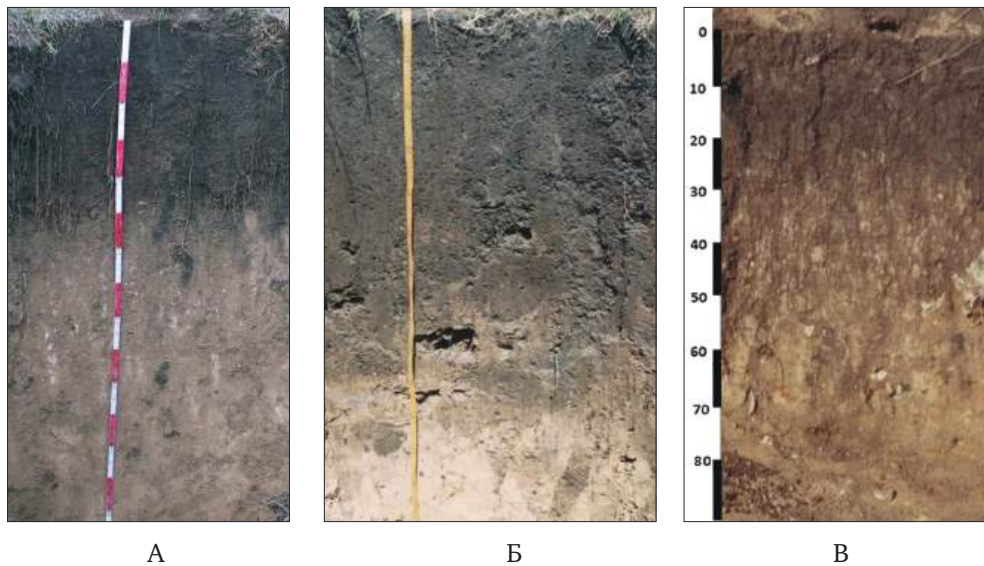
При рассмотрении почвенного покрова удобнее придерживаться характеристики его главных особенностей по провинциям, поскольку именно в провинциях прослеживаются (под)зональные черты и литолого-геоморфологическая специфика почв возвышенностей и низменностей области.

Почвенный покров Южно-Русской (**Донской**) провинции образован четырьмя 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 белого

<sup>127</sup> Демкин В.А., Иванов И.В. Развитие почв Прикаспийской низменности в голоцене. Пуцзино, 1985.

мела на возвышенностях. Пашни занимают 50–60% площади. На суглинистых породах свойства черноземов обыкновенных и южных выражены ясно в отличие от их зональных аналогов на легких породах (рис. 9.6).

Особенностями приазовских обыкновенных и южных черноземов является сочетание малого содержания гумуса и относительно мощного гумусового профиля, что отмечалось еще Л.И. Прасоловым; в ареалах этих черноземов встречаются солоды.



**Рис. 9.6.** Степные черноземы: А — чернозем обыкновенный суглинистый; Б — чернозем супесчаный «обыкновенный с пониженным вскипанием»; В — чернозем южный языковатый суглинистый

Распространение «эталонных» зональных подтипов черноземов и в меньшей мере каштановых почв ограничено процессами эрозии, засоления и выходами плотных осадочных пород. Повышенные эрозионные риски равнинных южнорусских черноземов определяется многими факторами: значительной долей ливневых осадков, высоким содержанием пылеватых фракций в лёссах и лёссовидных породах, распыленностью структуры в результате длительной распашки при несоблюдении почвосберегающих технологий. В результате водной эрозии формируются маломощные черноземы (черноземы смытые) и стратифицированные (средне-) мощные черноземы в нижних частях склонов и на шлейфах, темногумусовые стратоземы (черноземы намытые) в балках. Засушливость климата и равнинный рельеф способствуют также развитию ветровой эрозии, так что на суглинках равнин и пологих склонах структуры почвенного покрова образованы вариациями видов черноземов, в том числе стратифицированных, и эолово-аккумулятивных стратоземов.

Предрасположенность к водной эрозии реализуется в условиях возвышенных междуречий Северского Донца — Дона и Дона — Хопра, Калачской, Приволжской возвышенностей и Донецкого кряжа. Почвы Донецкого кряжа на песчаниках и сланцах в ряду маломощных аккумулятивно-гумусовых почв выделяются щебнистостью, отсутствием карбонатов и могут быть отнесены не к черноземам, а к темногумусовым; кроме того, они нарушены давней добычей угля.



Рис. 9.7. Склон Приволжской возвышенности с выходами мела и песчаников

Дополнительное разнообразие в состав почвенного покрова, в частности юга Приволжской возвышенности, вносят почвы с близким залеганием мергелей, опок, известняков, мела и засоленных глин (рис. 9.7). К ним относятся темногумусовые остаточно-карбонатные почвы, карболитоземы, слитизированные черноземы на глинах, солонцеватые на засоленных глинах, бескарбонатные почвы на опоках и песчаниках. Вдоль Дона, Северского Донца и некоторых их притоков тянутся массивы кварцевых песков со своеобразными бескарбонатными почвами под сосновыми лесами — «серопёсками», степными аналогами дерново-боровых почв лесостепи, подробно изученными Б.Б. Польновым в 1920-е годы<sup>128</sup>. Песчаные и супесчаные почвы, относимые к каштановым почвам по их зональному положению, или к светлогумусовым по «Классификации ...» [2004], распространены в наиболее узкой части Волго-Донского междуречья к югу от Медведицкой гряды, где они нарушаются ветровой эрозией. Темно-каштановые и каштановые почвы приурочены к суглинистым породам, которые занимают небольшие площади среди почв легкого гранулометрического состава. В основном они используются как пахотные земли, местами с орошением.

На низких равнинах почвенный покров более разнообразен в связи с микрорельефом и засолением. Появляются солонцеватые черноземы, темно-каштановые и каштановые почвы, солонцы, а также комплексы каштановых почв (в том числе солонцеватых) с солонцами, преимущественно глубокими. Южнее, ближе к Волгограду, доля комплексов каштановых почв с солонцами достигает 50% общей площади. Общая тенденция в провинции — усиление засоленности в юго-восточном направлении.

Сильным засолением и широким развитием солонцовых комплексов отличается Манычская впадина с засоленными породами, в том числе с пятнами своеобразных глиногипсов и высокоминерализованными

<sup>128</sup> Б.Б. Польнов. Пески Донской области, их почвы и ландшафты. 1926–1927.

грунтовыми водами. Засоление хлоридное, сульфатное, с участием соды в солонцовых горизонтах. Солонцы и засоленные почвы встречаются и в долинах Дона, Сала, Калауса и их притоков [Засоленные почвы..., 2006]<sup>129</sup>. В лугово-степных и степных солонцах (темных и светлых) гипс встречается в пределах первого метра, в солевых горизонтах содержатся сульфаты Na и Mg. Доля Na составляет иногда 25–30% от суммы катионов в темных солонцах; в светлых солонцах его содержание бывает низким при высокой щелочности. Такие солонцы названы малонатриевыми, а высокая щелочность — содопроявлением [Панкова и др., 1973]. В балках и на речных поймах встречаются засоленные почвы и солонцы; химизм засоления преимущественно хлоридно-сульфатный.

Еще один массив гидроморфных солонцовых комплексов с темно-каштановыми почвами и пятнами солончаков на засоленных глинах находится на севере Крымского полуострова на островах и суше Сиваша, где были описаны даже сульфидные солончаки. На севере и юге (в Крыму) эти своеобразные ареалы окружены темно-каштановыми солонцеватыми почвами.

Почвенный покров равнин Степного Крыма относительно однороден и состоит из черноземов средне- и маломощных с очень низким содержанием гумуса: 3–3,5%, что определяет их названия: «слабогумусированные» на современных [2019] и старых картах [лист ГПК, 1955] и «южные» по зональному положению; на западе полуострова черноземы названы остаточнок-карбонатными или карбонатными на выходах карбонатных пород.

Для **Предкавказской** провинции характерны крупные ареалы степных черноземов и относительная однородность почвенного покрова; отсутствуют солонцы и солонцеватые почвы, среди черноземов много массивов слитоземов и слитизированных почв [Хитров и др., 2020]<sup>130</sup>. Почвы почти повсеместно распаханы<sup>131</sup>.

Своеобразие предкавказских черноземов (рис. 9.8) заключается в двух особенностях, причины которых следует искать в климатическом режиме. Первая особенность — высокая подвижность карбонатов, представленных миграционными формами, в сочетании с белоглазкой в нижней части профиля, вторая — большая мощность гумусового профиля, но при низком содержании гумуса. Напомним, что последняя черта — проявление фациального тренда, как и в лесостепных черноземах, выражена в прекавказских черноземах особенно резко. На уровне фациальных подтипов [Классификация..., 1977] предкавказские обыкновенные и южные черноземы, как и (темно)каштановые почвы, отнесены к очень теплым,

<sup>129</sup> Засоленные почвы России / Ред. Л.Л. Шишов, Е.И. Панкова. М.: Академкнига, 2006.

<sup>130</sup> Хитров Н.Б., Калинина Н.В., Роговнёва Л.В., Рухович Д.И. Слитоземы и слитизированные почвы России. М.: Изд-во Академии Жуковского, 2020.

<sup>131</sup> Черноземы СССР (Предкавказье и Кавказ) / Ред. В.М. Фридланд. М.: Агропромиздат, 1985.

периодически промерзающим. Принадлежность к Предкавказской провинции отражается и в названии «мицелярно-карбонатные» черноземы и каштановые почвы [Добровольский, Урусевская, 2004], в реальности и те и другие представляют собой агрочерноземы и агрокаштановые почвы.

Механизм образования миграционных форм карбонатов обсуждался выше; напомним лишь, что главный его элемент — карбонат-бикарбонатное равновесие в связи с гидротермическим и газовым режимом. Вскипание отмечается в пределах пахотного слоя или с поверхности. Миграционные формы карбонатов в виде плесени (псевдомицелия), налета, выпотов присутствуют в гумусовом горизонте (т.е. приблизительно на глубине до 1 м). За его пределами появляется белоглазка, иногда журавчики (табл. 9.1). Содержание карбонатов составляет 2–4%  $\text{CaCO}_3$  в полосе миграционных форм и 10–15% в области белоглазки [Почвенный покров..., 2001]<sup>132</sup>.



Рис. 9.8. Предкавказский чернозем сверхмощный малогумусный

Таблица 9.1

**Основные морфометрические показатели предкавказских  
обыкновенных черноземов  
[Черноземы СССР (Предкавказье и Кавказ), 1985]**

Показатель, см	п	min	max	X	a	т	V, %
Мощность горизонта А	227	31	67	48	8,1	0,54	17
Мощность горизонтов 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

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 определение предкавказских черноземов иногда добавляют признак «перерытые». В результате формируются мощные черноземы с очень хорошими исходными водно-физическими свойствами, но часто с ясными проявлениями деградации в пахотном слое. Они содержат около 4% гумуса (от 3,7 до 4,4%), гуматного, с узким и постоянным отношением C/N: 10,5–12,0.

<sup>132</sup> В «Классификации ...» [2004] предкавказские черноземы представляют подтип миграционно-сегрегационных.

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. Повышенное содержание ила в средней части профиля и мягкие климатические условия позволили предполагать протекание процессов оглинивания.

Сверхмощные черноземы занимают значительные пространства в центре Кубано-Приазовской низменности, и они практически полностью распаханы. Мощные малогумусные черноземы приурочены к ровным слабонаклонным междуречьям многочисленных притоков Кубани. На подгорных равнинах Восточного Предкавказья, в бассейне Терека, сохраняется характер карбонатного профиля черноземов и каштановых почв, но мощность гумусового горизонта и содержание в нем гумуса уменьшаются в связи с большей континентальностью климата. Здесь основной фон образован среднемогучими мало- и среднегумусными черноземами; в условиях повышенного увлажнения появляются лугово-черноземные почвы (квазиглееватые черноземы). Разнообразие аллювиально-пролювиальных наносов — от глин до галечников — несколько нарушает монотонность почвенного покрова.

Совершенно особый характер имеет западная часть Кубано-Приазовской низменности с приморскими кубанскими плавнями, где широко распространены слитизированные, засоленные и заболоченные почвы. 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<sup>133</sup>, 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.

Слитоземы и слитизированные почвы распространены на юго-западе и юге области на морских (майкопских) глинах в разных позициях рельефа. Собственно слитоземы (*Vertisols* западных почвоведов) встречаются отдельными массивами среди черноземов на водораздельных поверхностях и их склонах. Наибольшее участие слитоземов в почвенном покрове отмечено Н.Б. Хитровым на Ейском полуострове и на левобережье Кубани. В Центральном Предкавказье ареалы слитоземов с участками характерного гильгайного микрорельефа были обнаружены на южных склонах Ставропольской возвышенности и в обширном понижении между ней и предгорьями Кавказа [Хитров и др., 2020].

<sup>133</sup> Гаврилюк Ф.Я. Черноземы Западного Предкавказья. Харьков, 1955.

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 800 м) появляются лесостепные черноземы и серые почвы под дубовыми лесами. Исследования курганных почв, проведенные А.Н. Геннадиевым [1990] 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 к лесостепным.

В **Заволжской провинции** почвенный покров сохраняется мозаичным за счет разнообразия почвообразующих пород, засоления, рельефа. Одновременно сохраняются фациальные тренды в изменении свойств зональных степных почв, как черноземов, так и каштановых: укорачивается гумусовый профиль при увеличении содержания гумуса в верхнем горизонте. В пределах Заволжской провинции выделяются два различных в геоморфологическом и почвенном отношении региона: Высокое Заволжье и северо-западная часть Прикаспийской низменности.

Высокое Заволжье включает возвышенность Общий Сырт 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 части Общего Сырта прослеживаются подзоны обыкновенных (местами фрагментарно) и южных черноземов (рис. 9.9). Обыкновенные черноземы по террасам крупных рек заходят даже в лесостепную область и представлены среднемощными средне- и малогумусными видами. Низкая гумусированность большей части пахотных почв является следствием сельскохозяйственной эрозии. 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

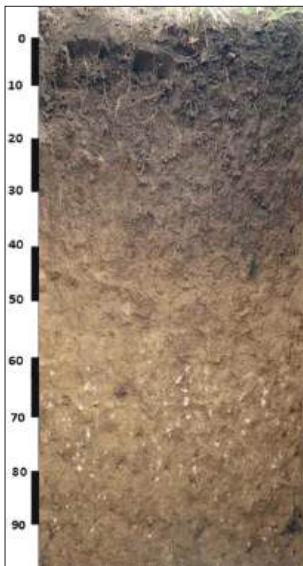
в основном среднемоющими мало- и среднегумусными видами. Обыкновенные черноземы не засолены.

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, темногумусовых остаточно-карбонатных и песчаных почв. На засоленных глинах встречаются солонцы и солонцеватые черноземы, последние приурочены к нижним частям склонов.

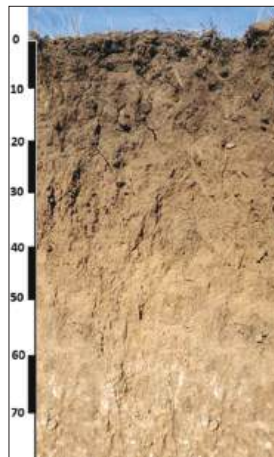
Подзона темно-каштановых почв занимает основную часть сухой степи, начинаясь к югу от реки Иргиз (рис. 9.10). Примерно половина темно-каштановых почв относится к солонцеватым, среди каштановых солонцеватые почвы составляют 60%. По соотношению горизонтов в профиле, содержанию гумуса, составу ППК и ряду 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 темно-каштановых почвах с глубины 1,5–2 м в профиле появляются кристаллы гипса и наблюдается слабое хлоридно-сульфатное засоление [Почвенный покров..., 2001; Засоленные почвы..., 2006].



*Рис. 9.9. Обыкновенные черноземы в обнажении лессовидных суглинков на террасе р. Урал*



А

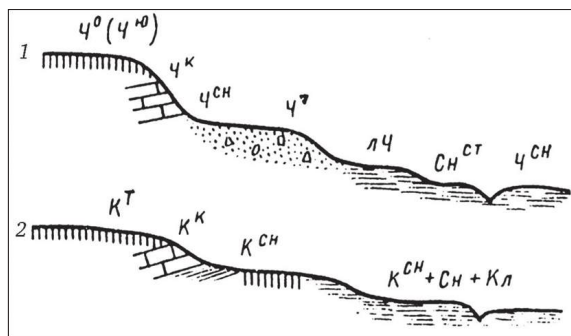


Б



В

*Рис. 9.10. Сухостепные почвы Заволжской провинции: А — темно-каштановая, Б — каштановая, В — солонец*



**Рис. 9.11.** Схематические почвенные катены Общего Сырта: 1 — северная часть, зона черноземов, 2 — южная часть, зона каштановых почв

В подзоне темно-каштановых почв преобладают однородные ареалы почв или сочетания, а комплексы со степными солонцами встречаются лишь на южных покатых склонах. Глубоко-солончаковатые 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. К ачкагыльским глинам низких террас приурочены комплексы солонцов, солонцеватых каштановых и лугово-каштановых почв. Общие закономерности распределения почв в гетеролитных катенах представлены на рис. 9.11.

На периферии Прикаспийской низменности главной закономерностью строения почвенного покрова является комплексность. Ее причины и особенности эволюции подробнее будут рассмотрены в главе 10, посвященной почвенному покрову полупустынной части низменности.

Таким образом, для почвенного покрова и почв области характерны:

- ясная выраженность зон черноземов и каштановых почв;
- своеобразии черноземов Предкавказской почвенной провинции;
- засоление и солонцеватость почв;
- появление элементов комплексности почвенного покрова на юго-востоке;
- локальное влияние выходов плотных пород на состав почвенного покрова.

## 9.2. Западно-Сибирская область

Область протягивается узкой субширотной полосой на юге Западно-Сибирской равнины, на западе включает часть Зауральского плато, на юго-востоке переходит в предалтайские подгорные равнины; центр занят Барабинской и Кулундинской равнинами. По характеру рельефа, пестроте почвенного покрова и главным закономерностям его строения

Западно-Сибирская степная область очень близка лесостепной, отличается от нее составом почв: автономные позиции занимают языковатые черноземы обыкновенные, реже южные и каштановые почвы.



### *Условия почвообразования*

Как и в других областях, расположенных восточнее Урала, в степной Западно-Сибирской области усиливается континентальность климата, и коэффициент увлажнения уменьшается до 0,4. Если в Восточно-Европейской области суммы активных температур в отдельных степных провинциях превышают 3000°, то здесь они составляют 2000–2200°. В очень холодные малоснежные зимы почвы глубоко промерзают; лето, жаркое и засушливое; вегетационный период длится 130–140 дней.

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. В составе южных дерновинно-злаковых степей преобладают типчак, ковылок, тырса. На легких породах уменьшается проективное покрытие и появляются характерные псаммофиты: ковыль песчаный, волоснец гигантский. Встречается и древесная растительность, как и в лесостепной области, в виде колков — зарослей ивы и осины в блюдцеобразных западинках, которыми испещрены огромные пространства плоских равнин Приобья и Tobol-Иртышского междуречья. Таким же, как и в лесостепи, характерным элементом степных ландшафтов Приобского плато являются ленточные боры на песках древних ложбин стока ледниковых вод, сливающиеся с песчаными озерно-аллювиальными равнинами на юго-западе. Легкими породами сложена также Кулундинская озерная равнина.

Как и в лесостепной 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] и называемой также Барабинской низменностью.

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. Барабинская низменность к востоку переходит в плоскую аллювиально-озерную Кулундинскую равнину.

Рельеф Ишимской равнины, как и в лесостепной области, гривисто-ложбинный, с западинами как на гривах, так и в заболоченных межгривных пространствах, сложенных тяжелыми суглинками и глинами. Юго-восточная часть области до долины Оби, занята повышенным плоскоувалистым Приобским плато, расположенным на высотах 170–320 м; оно перекрыто лёссовидными суглинками. Песчаные массивы, в отличие от лесостепной области, представляют собой не только продолжение древних ложбин стока, но и более обширные плоские равнины.

Пашни занимают до 30% площади; распаханность территории резко увеличилась в конце 50-х годов XX века в ходе кампании «по освоению целинных и залежных земель», жертвами которой были главным образом супесчаные каштановые почвы.

### ***Особенности почв и почвенного покрова***

Причины широкого распространения гидроморфных и засоленных почв те же, что и в расположенных севернее областях в пределах Западно-Сибирской равнины, лишь слегка изменяется их соотношение. Главными причинами остаются плоский рельеф, толщи слабо фильтрующих рыхлых отложений в сочетании со слоями плотных глин в пределах верхних 3–10 м, близкое к поверхности залегание минерализованных грунтовых вод, местами — выходы засоленных глин. Если в северных областях локальный дренаж частично осуществляется гидросетью, то степная область пересекается крупными транзитными реками, т.е. она представляет собой почти исключительно область внутреннего стока. В системе районирования засоленных почв она относится к провинции «активного водо-солеобмена с преобладанием привноса солей над их выносом» [Засоленные..., 2006].

Бессточность в прошлом и настоящем определяет развитие соленакопления хлоридно-сульфатного типа с участием соды. В почвенном покрове много солонцов луговых (темногумусовых квазиглеев(ат)ых по «Классификации ...» [2004]), лугово-черноземных почв (черноземов квазиглееватых), часто солонцеватых или осолоделых, и солодей, как в отдельных понижениях — колках, входящих в сочетания черноземов и каштановых почв с их засоленными и осолоделыми разностями, так и в составе почвенных комплексов (рис. 9.12).

Климатические условия ограничивают деятельность почвенной биоты во времени, хотя она довольно активна летом и способствует



**Рис. 9.12.** Почвенная catena в степной части Барабинской низменности [по Базилевич, 1965]. Названия почв традиционные

формированию свойственных сибирским черноземам гумусовых горизонтов небольшой мощности — до 30–60 см. 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 и глинах представлены средне- и маломощными видами, но содержат 4–7% гумуса в агрогоризонте. Карбонаты появляются с глубины не более 0,5 м и представлены дисперсными и сегрегационными формами (рис. 9.13). Среди обыкновенных черноземов нередки различия с пониженным вскипанием на легких породах. В южных черноземах уменьшается мощность темного гумусового горизонта, и с глубины 1,5 м появляется гипс.

Характерной чертой профиля степных западносибирских черноземов является языковатость, отмечаемая практически всеми исследователями: темные языки в форме воронок начинаются в нижней части темного гумусового горизонта и спускаются в аккумулятивно-карбонатный горизонт (рис. 9.14). Трещины, в которые засыпается материал темного гумусового горизонта, называются термическими, образуются при сильном летнем иссушении и осеннем промерзании почвы, вероятно, в одних и тех же местах. Подобные языковатые почвы носят местное название «щельники».



**Рис. 9.13.** Чернозем обыкновенный дисперсно-карбонатный

На Зауральском плато (150–250 м н.у.м.) среди языковатых обыкновенных и южных черноземов — щельников на тяжелых породах, составляющих основной фон, встречаются темного гумусовые солонцы и черноземы квазиглееватые (лугово-черноземные почвы). На более низких поверхностях распространены комплексы черноземов солонцеватых (рис. 9.15) с различными видами темного гумусовых солонцов. На юге, на переходе к Кустанайской равнине в Казахстане, черноземы сменяются каштановыми почвами, в том числе солонцеватыми.

На Tobол-Ишим-Иртышском междуречье зональные почвы — черноземы обыкновенные тяготеют к наиболее дренируемым участкам на гривах; среди них встречаются даже выщелоченные варианты на самых легких отложениях грив. При ухудшении естественного дренажа обыкновенные черноземы замещаются солонцеватыми или осолоделыми черноземами, которые, в свою очередь, на слабодренированных межгривных равнинах уступают место лугово-черноземным почвам, солонцеватым и/или солончаковатым или осолоделым (рис. 9.16). Тип засоления преимущественно хлоридно-сульфатный [Засоленные..., 2006]. В западинах между гривами на тяжелых глинах, на ровных суглинистых междуречьях и даже на гривах встречаются солоды в колках (см. рис. 8.17). Многочисленны и разнообразны солонцы и солончаки в пониженных элементах рельефа. Более однородные ареалы черноземов приурочены к приречным дренированным полосам вдоль Тобола и Иртыша (Прииртышский увал).

К югу обыкновенные черноземы сменяются южными, средне- и малогумусными, тоже языковатыми. На относительно дренированных участках Ишимской равнины они образуют собственные небольшие ареалы, но чаще встречаются в разных комбинациях с лугово-черноземными солонцеватыми почвами в понижениях и солодами в западинах. В черноземах Ишимской степи карбонаты находятся в пределах полуметра, иногда вскипание обнаруживается с поверхности, гипс — на глубине 100–130 см. Равнины Ишим-Иртышского междуречья относятся к наиболее освоенным в западносибирской степи: в Госдокладе [2017] доля пашни (богарной) от земельных угодий региона составляла 80%, и почвы были названы агроземами дисперсно-карбонатными. Агрогенные изменения проявились не только в малой мощности агрогоризонта и уменьшении содержания гумуса, но и в появлении квазиглееватых почв с признаками засоления в результате подъема уровня грунтовых вод. Периодический избыток влаги связывают также с изменениями водного режима почв под лесными полосами.

Масштабы гидроморфизма и засоления выше в Барабинской низменности по сравнению с Ишимской равниной. Характерны плоские, испещренные многочисленными колками и озерами поверхности, воды озер часто соленые и солоноватые. Меньшие площади здесь заняты гривисто-лощинными равнинами. Соответственно почвенный покров Баробы слагается всей гаммой перечисленных почв, начиная от черноземов обыкновенных и выщелоченных, солонцеватых, осолоделых, засоленных



*Рис. 9.14. Темные языки ниже агрогоризонта чернозема обыкновенного*



**Рис. 9.15.** Чернозем солонцеватый

и кончая солонцами, солодями и лугово-болотными (перегнойно-гумусовыми глеевыми) засоленными почвами (рис. 9.12, 9.16).

На ровной поверхности Приобского плато, заключенного между алтайскими предгорьями, Кулундинской аллювиально-озерной равниной, долиной Оби и Барабинской низменностью, отчетлива зональная смена почв от черноземов обыкновенных и южных (среди которых здесь нередки солонцеватые разновидности) до каштановых почв; в предгорьях появляются после долгого перерыва типичные черноземы. Встречаются комплексы солонцеватых черноземов с солонцами. Приобское плато полностью распаханно, за исключением ленточных боров и многочисленных колков. Именно здесь была обнаружена «выпаханность» обыкновенных черноземов, ясно выраженная в потере гумуса и обесструктурировании [Лебедев, 1975]<sup>134</sup>.

Большое количество разнообразных озер — пресных, солоноватых и соленых, содовых и хлоридно-сульфатных — характерно для Кулундинской степи, 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 Кучук. В отличие от Барабы почвы и породы имеют здесь легкий гранулометрический состав и однородны на больших пространствах. Преобладают каштановые почвы, к северо-востоку и северу от Кулундинского озера они сменяются полосой суглинистых южных черноземов, малогумусных и маломощных. Каштановые супесчаные и песчанисто-легкосуглинистые почвы подстилаются песками на небольшой глубине, и их характерные диагностические свойства выражены слабо, тем более что именно они, как «целинные и залежные земли», подверглись массовой распашке в 1960-е годы. На почвенной карте Алтайского края они показаны как выпаханые [Атлас Алтайского края, 1978]. Соседние южные черноземы также потеряли часть гумуса



**Рис. 9.16.** Чернозем осолоделый

<sup>134</sup> Лебедев Н.П. Эволюция представлений о географии черноземов Алтайского края и изменение некоторых их свойств за последние полтора десятилетия // Геохимические и почвенные аспекты в изучении ландшафтов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975.

по тем же причинам: распашке и последующей дефляции. Некоторое однообразие почвенного покрова в ареалах южных черноземов и каштановых почв нарушается пятнами соровых солончак (рис. 9.17) и лугово-болотных почв.

Особенностью территории является наличие линз пресных грунтовых вод под колками на фоне высокого засоления, довольно пестрого по составу, но преимущественно хлоридно-сульфатного, и минерализации грунтовых вод. Поэтому колочные почвы опреснены, тогда как в расположенных рядом суглинистых почвах солевой горизонт залегает в пределах 1–2 м от поверхности.

Древние песчаные ложбины стока ледниковых вод с ленточными борами пересекают суглинистые или песчано-суглинистые равнины Приобского плато в направлении с юго-запада на северо-восток, являясь продолжением лесостепных ленточных боров и не сильно от них отличаясь в почвенном отношении (см. рис. 8.17). В некоторых из них протекают реки (например, Кулунда и Бурла, разделяющие Барабинскую низменность и Кулундинскую равнину), во многих тянутся цепочки озер, в том числе соленых и солоноватых. Ясно выражен эоловый рельеф (рис. 9.18).



Рис. 9.17. Соровый солончак



А



Б

Рис. 9.18. Эоловый рельеф древней ложбины стока: А — ленточный бор, Б — псаммозем автономной позиции

Ложбины выполнены тонкими кварцевыми песками — основными почвообразующими породами, сменяющимися супесями в краевых частях, и представляют собой плоские обширные поверхности с эоловым мезорельефом. Автономные песчаные почвы ложбин имеют слабо дифференцированный профиль, морфологически отличающийся от лесостепных

аналогов крайне слабым ожелезнением; в профиле выделяется опадоподстилочный или протогумусовый горизонт (O или W соответственно), нередко заметны признаки эолового перемещения песка, и почвы могут быть названы псаммоземами эолово-аккумулятивными по «Классификации ...» [2004]. Если в лесостепной области песчаные почвы ложбин в региональных работах определены как дерново-подзолистые, то в степной части области на почвенной карте Алтайского края они названы дерново-подзолистыми слабоосолоделыми, в том числе глееватыми [Атлас Алтайского края, 1978]. Большой массив таких почв показан на озерно-аллювиальной равнине в юго-западных «истоках» древних ложбин на эоловых песках, местами с галечником.

Сочетание осолодения и оподзоливания вызывает некоторые сомнения. Осолодение обнаруживается только аналитически по присутствию в поглощающем комплексе одновременно  $H^+$  и  $Na^+$ ; реакция изменяется по профилю от нейтральной до слабощелочной. К сожалению, материалов по этим необычным почвам очень мало, и по «Классификации ...» [2004] они могут быть *a priori* отнесены к светлогумусовым почвам отдела органо-аккумулятивных почв.

К периферии ложбин приурочены супесчаные черноземы с пониженным вскипанием, образующие переход к зональным суглинистым почвам, как и в лесостепной области.

Таким образом, для почв и почвенного покрова области характерны:

- значительный контраст в составе почвенного покрова низменностей и плато в соотношениях гидроморфных, засоленных и автоморфных (зональных) почв;
- зональные почвы представлены черноземами обыкновенными (сегрегационно- и дисперсно-карбонатными) языковатыми, малые площади заняты южными черноземами и каштановыми почвами;
- неоднородность почвенного покрова низменностей как следствие гидроморфизма и засоления, засоление преимущественно хлоридно-сульфатное;
- значительные по площади ареалы черноземов квазиглееватых и квазиглеевых — лугово-черноземных и черноземно-луговых почв и повсеместное локальное распространение темных солонцов и колочных солодей;
- в почвах ленточных боров и обширной песчаной равнины на юго-западе признаки почвообразования слабо выражены, и значительная часть почв определяется как псаммоземы либо как почвы отдела органо-аккумулятивных с дополнительными подтиповыми квалификаторами.

## ГЛАВА 10

### ПОЛУПУСТЫННАЯ ОБЛАСТЬ. ПОЧВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ



Область включает западную часть Прикаспийской низменности с абсолютными высотами от 50–100 м до –10 — –15 м<sup>135</sup>, с каштановыми и бурыми аридными почвами, солонцами и солончаками, ясно выраженным микрорельефом, следовательно, почвенными комплексами. Они отсутствуют на песчаных породах, где активны эоловые процессы. Растительный покров несомкнутый, в нем доминируют полыни, прутняк, злаки и галофиты. От основной по площади полупустынной части области резко отличаются Волго-Ахтубинская пойма и дельта Волги достаточным увлажнением, древесно-кустарниковой растительностью

на аллювиальных почвах, в том числе оглеенных (рис. 10.1).

#### *Условия формирования почв и почвенных комплексов*

Прикаспийская низменность — морская аккумулятивная равнина, полностью освободившаяся от вод хвалынского моря только в голоцене, но с существенной современной динамикой уровня Каспийского моря. Со всех сторон она окружена возвышенностями, на западе — отрогами Приволжской возвышенности и ее южным продолжением кряжем Ергени, на севере — высокими равнинами Общего Сырта; она продолжается на восток, в Казахстан без особых изменений, не считая рек — двух Узеней со слепыми дельтами и Эмбы, не всегда достигающей моря.



**Рис. 10.1.** Прикаспийская область на космическом снимке. Резко выделяются долина и дельта Волги и яркие точки развеваемых песков

<sup>135</sup> Уровень Каспия колеблется и в 2022 г. составлял –28 м.



*Рис. 10.2. Рельеф основной поверхности*

В целом низменность имеет плоский монотонный рельеф (рис. 10.2). Однако, благодаря аридному климату, поверхность ее сохранила некоторые черты рельефа морского дна и побережья; остались ложбины — долины рек, впадавших в море, следовавших за отступающим берегом. По древнему Сарпинскому «проливу» — бывшей долине Волги — тя-

нутся цепочки соленых озер. Монотонность равнины нарушается «горами» — так здесь называют отдельные соляно-купольные поднятия высотой 50–70 м, озерами и сорами, а также лиманами и падинами. Самые глубокие, крупные и вытянутые понижения (глубина до 4 м, диаметр до 8 км), генетически связанные с отступающим морем, называют лиманами; падины имеют глубину 1–1,5 м и изометрическую или слабо удлинненную форму.

Всем ровным суглинистым поверхностям свойственен плоскозападинный микрорельеф. Его происхождение связано 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 Прикаспия, пространственно неоднородны. При растворении и перераспределении солей происходит перестройка сложения минеральной массы, отдельные участки ее сильнее различаются по уплотнению, что усиливает неравномерность увлажнения, следовательно, выноса солей и просадок. Процессы суффозии развиваются преимущественно в суглинках. Кроме суффозионных западинок, в состав элементов микрорельефа входят склоны к ним и поверхности между западинками — микроповышения. На некоторых из них располагаются бутаны, представляющие собой бугры, созданные сусликами при выкапывании нор, кладовых, ходов; поскольку суслики живут колониями, бутаны имеют размеры в несколько метров. Они выделяются на местности особенно редкой растительностью или голой поверхностью, иногда с коркой и выцветами солей (рис. 10.3). Песчаные массивы, например, печально известные Черные Земли, имеют грядово-бугристый эоловый мезорельеф, микрорельеф на песках практически отсутствует (рис. 10.4).

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 позднихвалынскими отложениями легкого гранулометрического состава, среди которых переветренные пески образуют довольно крупные массивы, например Черноземельская песчаная равнина (рис. 10.1 и 10.4). 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»<sup>136</sup>) между ними, происхождение которых уже долгое время обсуждается географами [Свиточ, Ключевкина, 2006].

Грунтовые воды хлоридно-магниевые, сульфатно-хлоридно-натриевые, залегают на небольшой глубине, которая колеблется от 1–2 до 7–8 м в разных частях низменности. В Сарпинской ложбине воды хлоридные, минерализация 15–20 г/л [Засоленные..., 2006].

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°C, января — от –5 до –12°C, почвы промерзают на короткое время. В паводки и во время весеннего снеготаяния понижения наполняются на некоторое время водой, обеспечивающей существование луговой растительности, некоторое опреснение почв и снижение минерализации грунтовых вод.

Сильное засоление почв и ландшафта в целом — характерная особенность Прикаспийской



Рис. 10.3. Бутан с поверхностной корочкой



Рис. 10.4. Пески — Черные Земли

<sup>136</sup> Название дано по имени академика К. Бэра, подробно описавшего эти бугры в 1853–1856 гг.

полупустыни, прямое следствие высокой аридности климата и геологической истории (рис. 10.5). Доля засоленных почв в составе почвенного покрова в полупустынной области больше, чем в пустынях. Засоление отмечается как в автономных почвах, так и в почвах подчиненных позиций, характерно широкое распространение засоленных, солонцеватых почв и солонцов которые занимают 30–50% в составе почвенного покрова [Засоленные..., 2006].



А



Б

**Рис. 10.5.** Солянки (А) и солончак (Б) с солевой коркой как показатели очень сильного засоления ландшафта

Источники солей в ландшафтах полупустынь различны, но наибольшее значение имеют морские отложения хвалынской трансгрессии — раннехвалынской, завершившейся 15–16 тыс. лет назад и позднехвалынской, начавшейся в голоцене (табл. 10.1).

Таблица 10.1

**Источники солей в почвах Прикаспийской низменности  
(включая Казахстанскую часть)  
(по материалам В.М. Боровского, 1978. Расчеты В.А. Ковды)**

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	$2 \times 10^5$

\*В таблице 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; г) перенос солей с соленых озер и сорových солончаков.

Для северной части Прикаспийской полупустыни на суглинистой раннехвалынской равнине характерными считаются злаково-полынные сообщества с участием галофитов на светлокаштановых почвах. Южная

полупустыня на позднешхвалынской равнине, сложенной более легкими отложениями, представлена злаково-полынно-солянковыми сообществами на бурых полупустынных почвах. Однако это разделение носит достаточно общий характер в связи с комплексностью 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 (рис. 10.6).



А



Б

Рис. 10.6. Природный ненарушенный комплекс (А) и участок сезонного пастбища (Б)

### Почвы

Высокий солевой фон, континентальность климата, острый дефицит влаги определяют главные направления почвообразования и сходство автономных почв. Светло-каштановые почвы, по мнению многих исследователей (Глазовская, Ливеровский, Егоров и другие), значительно ближе к бурым полупустынным, чем к степным каштановым.

В «Классификации ...» [2004] 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 (рис. 10.7).

Почвы высококарбонатны, вскипают с поверхности или на небольшой глубине. Карбонаты представлены преимущественно сегрегационными формами, чаще всего белоглазкой. Засоление обнаруживается



А



Б

**Рис. 10.7.** Профили почв: А — светло-каштановой, Б — бурой аридной

процессы преобразования органического вещества, кратковременно, но обеспечивает быстрое разложение и минерализацию органических остатков. Условия, благоприятные для образования сложных гумусовых веществ, для «вызревания» гумуса, переработки органического материала микроорганизмами, т.е. факторы формирования муллевого гумуса степных почв, здесь отсутствуют.

В профиле светло-каштановых и бурых почв выделяются три группы горизонтов. В первую группу входят верхние горизонты мощностью 10–15 см, светлые, в наибольшей мере измененные почвообразованием и диагностируемые как светлогумусовые. Они имеют непрочную комковато-слоеватую структуру, обычно легкий гранулометрический состав. Вторую группу образуют уплотненные глыбисто-ореховатые (иногда с призматичностью) 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 близкие почвообразующей 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 климатических условий почвообразования. В обеих почвах иногда отмечается невысокое

в пределах верхнего метра или с поверхности. В составе солей преобладают сульфаты.

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 и условий среды заключается в особенностях педоклимата.

Сочетание достаточно высоких температур и влажности, при котором могут развиваться

содержание обменного натрия (2–3% от емкости поглощения), однако солонцеватость морфологически ясно выражена. Для бурых почв это противоречие объясняется зависимостью солонцеватости от растительности и ее сезонных циклов. Так, в короткую весеннюю фазу активного почвообразования из растительных остатков освобождается натрий, переходящий в почвенный раствор, и такие ежегодные циклы, вероятно, обусловили развитие солонцовых признаков в срединном горизонте [Будина, Медведев, 1966]<sup>137</sup>.



Рис. 10.8. Слоеватый морфон в горизонте А1 бурой почвы

В профиле бурых почв, в отличие от светло-каштановых, в светлогумусовом горизонте (А1) присутствуют морфоны с тонкослоеватым сложением и/или пористой коркой мощностью в несколько сантиметров, считающиеся характерными для аридного почвообразования [Лобова, 1960<sup>138</sup>; Глазовская, Горбунова, 2002<sup>139</sup>]. В бурых почвах по «Классификации ...» [2004] они оцениваются как признак аkl — корково-подкорковый микропрофиль (рис. 10.8).

Солонцы представлены в полупустынной области типами светлых солонцов (степных по «Классификации ...» [1977]), солончаковых и солончаковатых; в комплексах они приурочены к микроповышениям с ассоциациями черной полыни, кохии (прутняка) и кокпека.

#### **Почвенный покров «классической страны комплексов»**

Если в степях Заволжья комплексность почвенного покрова проявлялась на отдельных участках суглинистых равнин, то в полупустынях комплексность почти повсеместна и однородные почвенные ареалы являются скорее исключением, чем правилом. К ним относятся песчаные массивы, некоторые ареалы переувлажненных почв лиманов и палин.

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

<sup>137</sup> Будина Л.П., Медведев В.П. Бурые полупустынные почвы / Генезис и классификация полупустынных почв. М.: Наука, 1966.

<sup>138</sup> Лобова Е.В. Почвы пустынной зоны СССР. М.: Изд-во АН СССР. 1960.

<sup>139</sup> Глазовская М.А., Горбунова И.А. Опыт генетического анализа и классификации бурых аридных почв // Почвоведение. 2002. № 11.

в широком географическом аспекте. Обсуждая причины формирования комплексов, В.М. Фридланд особо выделял значение микрорельефа как «перераспределителя влаги, растворимых веществ и тепла». В приводимой им таблице факторов формирования почвенных комбинаций в монографии «Структура почвенного покрова» для комплексов указаны следующие факторы: рельеф, суффозия, неоднородность снежного покрова, грунтовые воды, пестрота растительного покрова, деятельность землероев [1972].

В условиях острого дефицита влаги микрозападины оказываются в наиболее выгодном положении за счет повышенного 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. Наблюдения на Джаныбекском стационаре Почвенного института им. В.В. Докучаева, находящимся на северо-западе Прикаспийской низменности, показали заметные и закономерные различия в увлажнении почв — компонентов комплекса. Самой «сухой» была почва бугорка, существенно влажнее почва западины и склона при среднегодовой сумме осадков 275 мм [Роде, Польский, 1961]<sup>140</sup>.

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» как следствием выпотного водного режима. С понижением уровня грунтовых вод геохимические связи и механизмы формирования комплексов нарушаются.

Комплексы эволюционируют в другие варианты комплексов с иным сочетанием компонентов и/или их долями или вообще исчезают. К причинам эволюции комплексов относятся изменения положения базиса эрозии, нарушения режима поверхностного увлажнения, антропогенные факторы. 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 другие.

Е.Н. Иванова и В.М. Фридланд [1954] выделяют около 100 вариантов комплексов, различающихся составом и соотношением компонентов (табл. 10.2). Наиболее распространены комплексы с участием солонцов

<sup>140</sup> Роде А.А., Польский М.Н. Почвы Джаныбекского стационара, их морфологическое строение, механический и химический состав и химические свойства / Труды Почвенного института им. В.В. Докучаева. Т. 56. 1962.

под черной польнейю, кокпекком и кохийей; светло-каштановых почв с польнейю 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 среди комплексов 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 (рис. 10.9). В терминах «Классификации ...» [2004] комплекс включает солонец солончаковатый, бурую квазиглееватую и бурую квазиглеевую 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].

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. Микроповышения заняты лугово-степными солонцами, которые составляют 40–50% площади комплекса. К ним приурочены бутаны высотой 20–50 см, состоящие из материала перемешанных горизонтов. Суслики и другие роющие животные перемешивают и разрыхляют почву, создавая микроповышения, они выносят на поверхность соли, нарушая сложившуюся



Рис. 10.9. План солонцового комплекса вблизи пос. Джаныбек Западно-Казахстанской области (по Роде, Польскому, 1961): 1 — солонцы лугово-степные солончаковатые, 2 — солонцы лугово-степные, 3 — светло-каштановые луговатые солонцеватые, 4 — лугово-каштановые, 5 — бутаны

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.

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, (грунтовое)	Атмосферное
Рельеф	Лиманы, низкие террасы	Недренированные суглинистые равнины	Суглинистые равнины, склоны
Растительность	Луговая с участием галофитов	Сухостепная, полупустынная, лугово-степная	Сухостепная, с участием полупустынной
Количество вариантов комплексов	25	62	19
Почвы — основные компоненты комплексов	Луговые, луговые солонцы, луговые солончаки	Лугово-каштановые солонцеватые и промытые, солонцы	Каштановые, в т.ч. солонцеватые, солонцы
Пути эволюции комплексов	Неустойчивость, эволюция в лугово-степные комплексы	Максимальное развитие, рассоление, остепнение	Затухание остаточной комплексности, развитие новой на склонах

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. В Атлантический период, с его оптимальными для территории климатическими условиями, близким залеганием слабоминерализованных грунтовых вод в почвенном покрове преобладали луговые и лугово-степные почвы. В Суббореальный период с пиками аридизации протекали процессы засоления–осолонцевания–рассоления почв, что фиксируется наличием нескольких солевых горизонтов. Около 3000 лет назад в почвенном покрове широко распространились солончаковые солонцы

и Прикаспийская суглинистая равнина приобрела ярко выраженный комплексный характер. В Субатлантический период в автономных почвах продолжались процессы рассолонцевания и рассоления, которым отчасти противодействовали зоогенные перемещения солей, а в дифференциации почвенного покрова по элементам микро рельефа все большее значение приобретало перераспределение атмосферных осадков [Геннадиев, Пузанова, 1994]<sup>141</sup>. По мнению В.А. Демкина и И.В. Иванова [1985], в настоящее время имеет место тенденция увеличения площади микрозападин и микросклонов.

Песчаные массивы — Черноземельская и Астраханская равнины, участки Приволжской песчано-супесчаной полосы отличаются относительно однородным почвенным покровом, разнообразие в который вносят участки развеваемых песков. На закрепленных песках и супесях формируются светлогумусовые почвы, ранее определявшиеся как зональные светло-каштановые и бурые полупустынные. Пески состоят из тонкопесчаной фракции, имеют полиминеральный состав, содержат карбонаты. В закрепленных бугристых песках встречаются прослои погребенных почв, а дневные почвы характеризуются маломощным светлогумусовым горизонтом под разреженной псаммофитной растительностью.

### Волго-Ахтубинская пойма и дельта Волги



Рис. 10.10. Ландшафты дельты Волги

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 (рис. 10.10, 10.11). Центральные участки имеют плоский или гривистый рельеф, суглинистый до глинистого состав отложений. Гривы (бывшие прирусловые валы) и отмели сложены песками.

Волго-Ахтубинская пойма резко выделяется среди окружающих ее полупустынных равнин лесолуговой растительностью, достаточным увлажнением, обилием водоемов, отсутствием засоления или его слабыми проявлениями, сложным спектром пойменных почв (рис. 10.1).

Широкая полоса Волго-Ахтубинской поймы представляет собой три



Рис. 10.11. Лотос — символ дельты Волги

<sup>141</sup> Геннадиев А.Н., Пузанова Т.А. Эволюция почвенного покрова Западного Прикаспия в голоцене // Почвоведение. 1994. № 2.



*Рис. 10.12. Песчаная дерновая аллювиальная почваги*



*Рис. 10.13. Слитозем. Капустин Яр. В правой части заметно микровышение, переходящее к центру в западину*

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. 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 ивы 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 — перегнойно- или гумусово-глеевыми, солончаковатыми в южной части Ахтубы и в дельте Волги;
- песчаными аллювиальными почвами с разной степенью развития аккумулятивно-гумусового процесса, начиная от темного гумусовых горизонтов до протогумусовых в «серопёсках», занимающих самые дренированные позиции (рис. 10.12);
- аккумулятивно-гумусовыми незасоленными, называемыми также дерновыми зернистыми;
- слитоземами на глинах в северной и средней частях Ахтубы (рис. 10.13).

Почвы первых трех групп распространены во многих поймах и не являются специфическими для Ахтубы в отличие от почв четвертой группы.

Слитоземы формируются на рассматриваемой территории в результате определенных сочетаний факторов почвообразования: высокие температуры и контрасты в увлажнении, глинистые почвообразующие породы. Другое условие — преобладание в почве глинистых минералов группы смектитов — также соблюдается на отдельных участках поймы. Именно

здесь, в северной Ахтубе Э.А. Корнблум и Ф.И. Козловский [1964]<sup>142</sup> впервые выделили в России слитые почвы. Кроме гранулометрического состава, однородности строения профиля и его темной окраски при невысоком содержании гумуса, для слитоземов характерны микрооползни (сликенсайды) с поверхностями скольжения, слитое сложение, вертикальные трещины до глубины около 1 м (рис. 10.13). В сухое время они прослеживаются с поверхности и разделяют почвенную массу на крупные глыбисто-призматические структурные отдельности; однако при переувлажнении происходит сильное набухание глинистой компоненты, и профиль превращается в сплошную массивную массу. Развивающиеся при этом силы напряжения приводят к образованию микроповышений (бугорков) и микропонижений (рис. 10.14)<sup>143</sup>. По такому особому микрорельефу, называемому гильгайным, а также глубоким трещинам, отчетливо диагностируются ареалы слитоземов на местности. Перемещение почвенных масс — микрооползни, столь характерное для слитоземов, также фиксируется в профилях ахтубинских почв нарушениями в расположении белоглазки. Слитые почвы понижений оглеены в нижних горизонтах. Слитозему соответствует название Vertisol в западной литературе.

В противоположность тяжелым бесструктурным слитоземам дерновые зернистые пойменные почвы под участками дубрав на суглинках, иногда подстилаемых песками, отличаются сложной многопорядковой структурой аккумулятивно-гумусовых горизонтов, в значительной мере

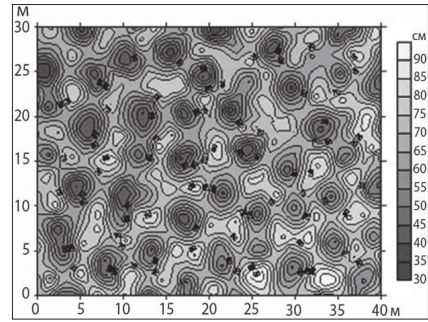


Рис. 10.14. Пример гильгайного микрорельефа (Хитров и др., 2020)



Рис. 10.15. Аллювиальная переглейно-глеевая почва дельты

<sup>142</sup> Корнблум Э.А., Козловский Ф.И. Классификация почв Волго-Ахтубинской поймы // Почвоведение. 1964. № 2.

<sup>143</sup> Хитров Н.Б., Калинина Н.В., Роговнёва Л.В., Рухович Д.И. Слитоземы и слитизированные почвы России. М.: Изд-во Академии им. Н.Е. Жуковского, 2020.

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.

Почвы дельты Волги отличаются своеобразным сочетанием процессов оглеения, торфонакопления, заиливания, т.е. аккумуляции илистых частиц из полых вод, местами засоления (рис. 10.15). Соотношения процессов 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 гумусовые глееватые насыщенные на прирусловых валах. В приморской части дельты аллювиальные болотные иловато-глеевые почвы рассматриваются как переходные к подводным почвам [Лычагин, Лабутина, 1999].

Таким образом, для почвенного покрова Прикаспийской полупустынной области характерны:

- разделение на две контрастных по составу почвенного покрова части — западную часть Прикаспийской низменности и Волго-Ахтубинскую пойму;
- в Западном Прикаспии преобладают разнообразные по составу и соотношению компонентов комплексы каштановых и бурых (аридных) почв, их засоленных и солонцеватых вариантов, с различными солонцами;
- в Волго-Ахтубинской пойме и дельте Волги почвы разнообразны — перегнойно- и гумусово-глеевые (в т.ч. засоленные), аллювиальные песчаные, светлогумусовые почвы и слитоземы.

# ГЛАВА 11

## ГОРНЫЕ ОБЛАСТИ

### 11.1. Кавказ



«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, с. 211]<sup>144</sup>.

Граница между суббореальным и субтропическим поясами проводится по водораздельному хребту, так что северный макросклон Главного Кавказского хребта характеризуется суббореальными вертикальными спектрами ландшафтов и почв, южный — субтропическими, почти отсутствующими на территории России. В пределах каждого пояса В.М. Фридландом выделены провинции с определенным набором вертикальных почвенных зон (рис. 11.1). В соответствии с этой схемой к российской части относятся три северные провинции: Северо-Кавказская, иногда разделяемая на Северный (Северо-Западный) и Центральный Кавказ, Восточно-Кавказская, Внутренний Дагестан, различающиеся условиями увлажнения, следовательно, составом вертикальных рядов почв и их начальными компонентами. Однако малые ареалы субтропических почв имеются в районе Сочи — желтоземов (подзолисто-желтоземных почв) влажных субтропиков, во Внутреннем Дагестане — коричневых почв субтропиков средиземноморского типа.

<sup>144</sup> Кавказ. М.: Наука, 1966.

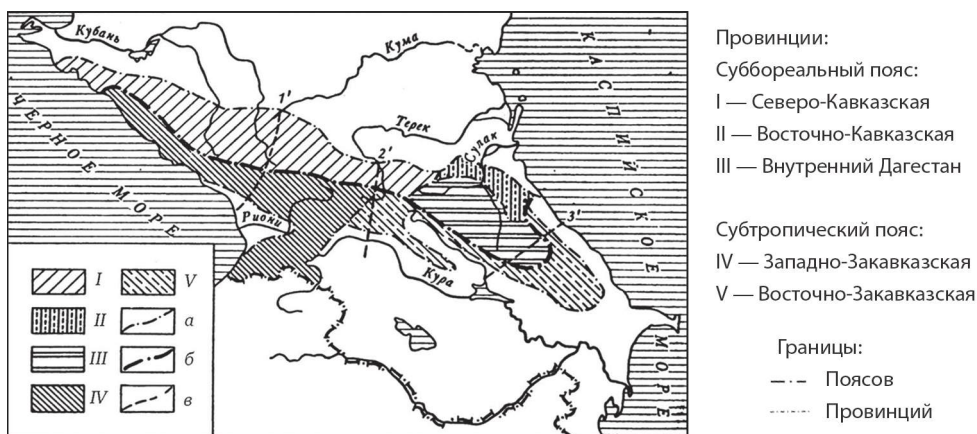


Рис. 11.1. Почвенно-географическое районирование Кавказа [по Фридланду, 1966]

В провинциях суббореального пояса вертикальные ряды начинаются с выщелоченных черноземов на северо-западе, желтоземов на западе и каштановых почв на востоке. Они продолжают, соответственно, горнолесными серыми почвами под грабово-дубовыми лесами, сменяющими предгорные черноземы на западе и в центре или каштановые почвы на востоке; средний высотный пояс представлен различными буроземами смешанных и хвойных лесов, высокогорья — альпийскими и субальпийскими горно-луговыми почвами [Фридланд, 1986]. Различия в условиях увлажнения в нижних и частично в средних поясах между западными и восточными частями макросклона сглаживаются с высотой.

Почвообразующие породы, как и везде в горах, маломощны, скелетны, неоднородны, мелкозем обычно имеет легкий гранулометрический



Рис. 11.2. Карболитозем темногумусовый

состав. От верхних вертикальных поясов к нижним мощность почвообразующих пород увеличивается, а гранулометрический состав утяжеляется. Химический и минералогический состав горных пород не оказывают существенного влияния на состав почвенного покрова за исключением известняков, занимающих значительные площади на северо-западе и в центре, что иллюстрируется наличием крупных ареалов темногумусовых почв на карбонатных породах, «нарушающих» высотно-зональный ряд в западной гумидной части Кавказа, а также в семигумидной центральной части в среднегорном поясе (рис. 11.2). В восточной части



**Рис. 11.3.** Высокогорье, троговая долина. Эльбрус

характерны крутые склоны, осыпи, частые скальные выходы горных пород, лавинные конусы, узкие долины, современные ледники, криогенные явления, моренные валы и другие черты горных массивов альпийского типа (рис. 11.3, 11.4).

Почти все ряды высотных поясов 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. Именно в кавказских высокогорьях были впервые выявлены, изучены и систематизированы горно-луговые почвы (Захаров, Ливеровский, Фридланд)<sup>145</sup>.

Под злаково-разнотравными альпийскими лугами северо-западных высокогорий (рис. 11.4) распространены наиболее типичные горно-луговые почвы (рис. 11.5), слабокислые–кислые: значения  $pH_{\text{водн}}$  колеблются в узком интервале 4,6–5,2, насыщенность 60–80%, содержание гумуса в верхнем горизонте в мелкозем составляет 9–18%, а при пересчете



**Рис. 11.4.** Лагонакское плато на Северо-Западном Кавказе, абс. высота около 2200 м

<sup>145</sup> Фридланд В.М. Почвы высокогорий Кавказа / Генезис и география почв. 1966.



Рис. 11.5. Горно-луговая (перегнойно-темногумусовая) почва на морене

на всю массу почвы 4–10%, при постепенном его уменьшении книзу; отношение C/N сравнительно узкое (9–10, до 7), что говорит о высокой степени гумификации.

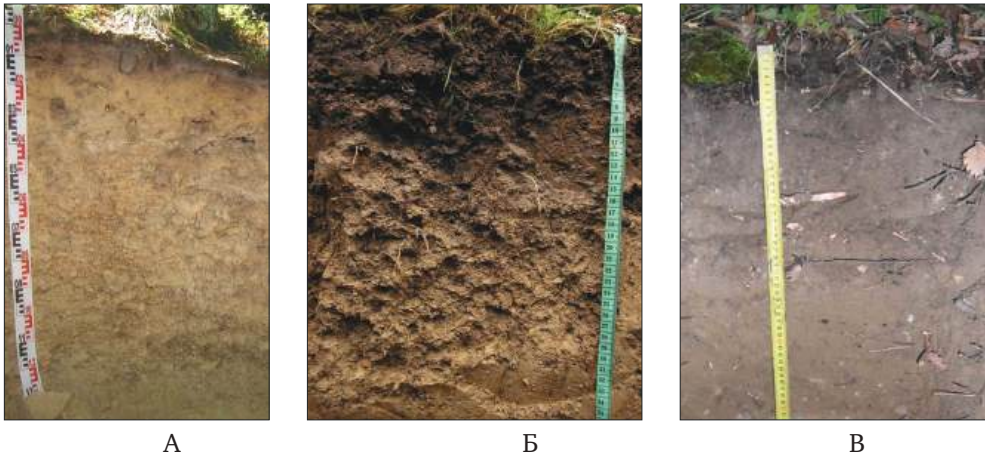
Мощность профиля около полуметра [Фридланд, 1953]<sup>146</sup>. В «Классификации ...» [2004] горно-луговые почвы соответствуют перегнойно-темногумусовым почвам с горизонтом АН. Иногда в них встречаются признаки альфегумусового процесса в виде фрагментарных железистых пленок на щебне и слабого ожелезнения мелкозема. К субальпийским лугам и относительно мелкоземистым породам приурочены черноземовидные почвы. На щебнистых участках склонов под куртинами рододендрона или березовым криволесьем формируются литоземы и альфегумусовые почвы, торфянистые и торфянисто-перегнойные, а также слаборазвитые и дерновые почвы на моренных и лавинных

отложениях; на карбонатных породах — карболитоземы и темногумусовые остаточно-карбонатные почвы.

Наиболее распространенными почвами *среднегорного пояса* темнохвойных и смешанных лесов Северо-Западного Кавказа являются бурые лесные почвы — буроземы (рис. 11.6). Ранее, в рамках зональной парадигмы, считалось, что в этом поясе господствуют подзолистые почвы [Зонн, 1952], но это не подтвердилось последующими работами. 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, оглинена; 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. Они имеют ясно выраженную комковато-ореховатую структуру, высокую порозность

<sup>146</sup> Фридланд В.М. Бурые лесные почвы Кавказа // Почвоведение. 1953. № 12.



**Рис. 11.6.** Буроземы Северо-Западного Кавказа. А — бурозем грубогумусовый (кислый, ненасыщенный), Б — бурозем темногумусовый (типичный), В — серая метаморфическая почва (буровато-серая)

и хорошую водопроницаемость, обеспечивающую нормальный внутри-профильный дренаж. Механизмы оструктурирования — коагуляционный, заключающийся в осаждении гумусово-глинисто-железистых комплексов, и биогенный; для буроземов характерна повышенная биологическая активность, что отмечалось многими исследователями, особенно зарубежными. Несиликатных форм железа много, что определяет равномерную бурю окраску почв.

Восточнее, в центральной среднегорной части северного макросклона между верховьями Кубани—Терека—Сунжи отсутствует лесной пояс и равнинные черноземы сменяются черноземовидными почвами под кустарниковыми и разнотравно-злаковыми ассоциациями (рис. 11.7). Леса, широколиственные и сосновые, встречаются лишь в ущельях и на участках склонов, защищенных от ветра. Сосновые леса проникают и в альпийские высокогорья Центрального Кавказа.

Отсутствие лесной растительности в среднегорной полосе В.М. Фридланд объяснял особенностями циркуляции воздушных масс на обширных пологих куэстах, создающими эффект недостаточного для леса увлажнения, а также распространением известняков, слагающих крутосклонный Скалистый хребет.

Черноземовидные почвы отличаются очень темной, почти черной окраской гумусового горизонта мощностью



**Рис. 11.7.** Черноземовидная почва

до 40–60 см, постепенно переходящего в породу. Ей могут быть как известняки или карбонатные сланцы, так и их мелкоземистые дериваты, иногда выщелоченные от карбонатов. В морфологическом описании черноземовидных почв В.М. Фридланд подчеркивает наличие водопрочной зернистой структуры, малую плотность (рыхлое сложение), отсутствие или малое количество обломков породы в верхнем горизонте, верхняя часть которого насыщена корнями злаков. Верхний (темногумусовый) горизонт не содержит карбонатов, и вскипание имеет место только в связи с обломками карбонатных пород. Величины  $pH_{\text{водн}}$  колеблются около 7–7,5, содержание гумуса высокое и сильно варьирует, емкость поглощения высокая, как и насыщенность основаниями [Фридланд, 1986]. Черноземовидные почвы среднегорий «переходят» в свои субальпийские аналоги, имеющие менее мощный профиль, нейтральную — слабокислую реакцию и элементы грубого гумуса или примесь детрита в темногумусовом горизонте. Следующий член этого генетического ряда аккумулятивно-гумусовых почв — горно-луговые почвы с перегнойно-гумусовым горизонтом АН.

В Восточно-Кавказской провинции, в бассейне Сунжи и отчасти Сулака, высота хребтов снижается, формы их становятся менее резкими в связи с преобладанием сланцев. Ареал буроземов под буково-дубовыми лесами сужается, а буроземы представлены темногумусовыми, по В.М. Фридланду, типичными или насыщенными, что соответствует уменьшению атмосферного увлажнения. По комплексу свойств они мало отличаются от коричневых почв под ксерофитно-лесными кустарниковыми сообществами нижележащего пояса. Меньшая высота гор Восточной провинции и Внутреннего Дагестана и большая засушливость климата ограничивают формирование альпийских горно-луговых почв, которые замещаются почвами, называемых лугово-степными, нередко карбонатными, под горными сухими степями. Они представляют собой «семиаридный вариант» черноземовидных почв на высотах 1600–2000 м.

Почвы — начальные члены вертикальных поясов, т.е. почвы *предгорий* до высот 300–500 м существенно различаются. Переход от равнинных черноземов и серых почв Ставропольской возвышенности к буроземам среднегорий осуществляется через переходные почвы под дубово-грабовыми лесами, названные на Почвенной карте РСФСР [1988] буровато-серыми (рис. 11.6, В). В них сочетаются «буроземные» процессы структурного метаморфизма с «серыми» процессами гумусонакопления и слабой текстурной дифференциации.

Западные предгорья, точнее, узкая полоса морских террас и низких предгорий весьма своеобразна в почвенном отношении. С одной стороны, еще В.В. Докучаевым здесь были описаны желтоземы; на Почвенной



**Рис. 11.8.** Желтозем в дендрарии г. Сочи

карте РСФСР [1988] они показаны как подзолисто-желтоземные почвы с дифференцированным профилем и сильным элювиальным оглеением. Однако на относительно крутых склонах встречаются типичные для влажных субтропиков желтоземы с яркожелтым глинистым профилем (рис. 11.8). Территория давно и сильно изменена человеком, и чисто природные почвы



**Рис. 11.9.** Коричневая почва на элювии известняков

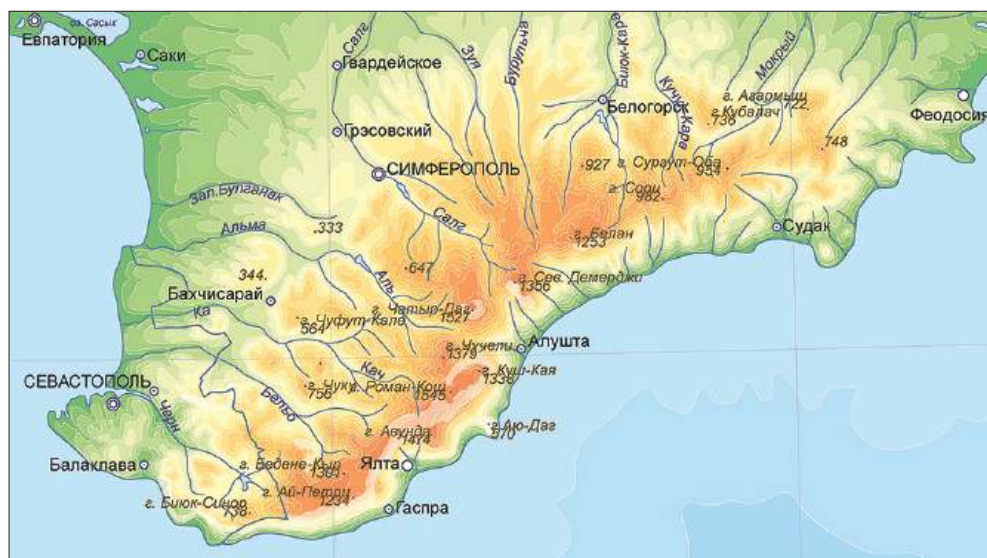
почти не сохранились за исключением карболитоземов и карбопетроземов на крутых склонах. В центральной части северного макросклона вертикальный ряд почв начинается с черноземов (глубоких миграционно-сегрегационных, предкавказской фации). К востоку они сменяются маломощными скелетными каштановыми или коричневыми почвами, которые имеют больше черт сходства, чем различий, особенно если они формируются на плотных карбонатных породах (рис. 11.9).



**Рис. 11.10.** Фрагмент «Почвенной карты РСФСР» [1988] на территорию Кавказского хребта

В качестве итога рассмотрения сложного и разнообразного почвенного покрова Северного Кавказа приведем фрагмент «Почвенной карты РСФСР» [1988] с обобщенными ареалами наиболее распространенных почв (рис. 11.10).

## 11.2. Горный Крым



В отличие от Кавказа, Крымские горы однообразны как в отношении вертикальных почвенных поясов при малом их количестве, так и на протяжении всей горной системы с юго-запада на северо-восток. Они относительно однообразны и в отношении форм рельефа и почвообразующих пород, хотя также есть участки с известняками, как и на Кавказе, изверженных пород мало, преобладают плотные осадочные толщи. Как и на Кавказе, по водораздельному хребту проходит граница между субтропическим и суббореальным поясами, так что степной макросклон северо-западной экспозиции отличается от южного, субтропического, известного как ЮБК — Южный берег Крыма с его давними и самыми популярными в России морскими курортами. Именно здесь еще в 1930–1950-х годах были выделены *коричневые почвы сухих средиземноморских лесов и кустарников*.

Крымские средневысотные горы состоят из трех параллельных гряд — Главной (Южной) с высотами до 1500 м<sup>147</sup>, Внутренней (400–500 м) и Внешней с наибольшей абсолютной высотой всего 350 м в районе Симферополя. Обе низкие гряды называют куэстами, их северные склоны

<sup>147</sup> Самая высокая точка — гора Роман-Кош на востоке имеет абсолютную высоту 1545 м.



*Рис. 11.11. Куэсты Внутренней гряды*

Главная гряда сложена переслаивающимися песчаниками и глинистыми сланцами ниже- и среднеюрского возраста и перекрыта известняками. Ее вершинные поверхности платообразные, относительно плоские и называются яйлами (Байдарская, Ай-Петринская, Ялтинская яйлы). На западе они образуют сплошную полосу, на востоке сменяются отдельными столообразными известняковыми массивами: Чатырдаг, Демерджи-яйла. Южный склон Главной гряды крутой и обрывается к морю через неширокую полосу грядово-холмистых низкогорий с обрывами и скальными выходами (рис. 11.12).

Самые крупные массивы плотных известняков находятся на юге в районе Севастополя и на востоке, начиная от Феодосии и примерно до Судака. На известняках хорошо выражены различные карстовые формы рельефа. Изверженных пород в Крымских горах практически нет, за исключением юрских базальтов вулкана Карадаг между Феодосией и Старым Крымом.

Таким образом, наиболее распространенными почвообразующими породами являются глинистые сланцы и песчаники, иногда с частым чередованием слоев, щебнистые, маломощные, часто содержащие карбонаты или обломки карбонатных пород. Второе место по распространенности принадлежит известнякам, на которых местами были описаны пятна красноцветных глин небольшой мощности — 1–3 м. Почвообразование на песчаниках и известняках ограничено их свойствами, а также крутизной склонов, слагаемых ими; более благоприятны для развития почвенных профилей глинистые сланцы и связанные с ними менее крутые формы рельефа.

пологие, южные крутые со скальными выходами (рис. 11.11); все гряды пересечены продольными долинами, заложенными по разломам, с крутыми обрывистыми склонами, так что одну из них называют Большим каньоном. Во внешних грядах начинаются реки Степного Крыма, реки ЮБК очень короткие, долины их узкие, заполнены обломочным материалом с мелкоземом.



*Рис. 11.12. Обнажение песчаников и сланцев на южном склоне Главной гряды. Вдали — платообразная поверхность яйлы*



**Рис. 11.13.** Участок природного фитоценоза типа «ксерофитные леса и кустарники» на склоне оврага в Никитском ботаническом саду

летнего иссушения. Климат северо-западного макросклона относят не к средиземноморскому, а степному типу с менее резкими контрастами увлажнения и меньшими запасами тепла.

Именно климатический фактор послужил главным аргументом в выделении на ЮБК коричневых почв, в которых тепловые ресурсы обеспечивают протекание процессов выветривания — оглинивания, причем не с поверхности почвы, как в буроземах, а в средней части профиля, где относительно долгое время сохраняется влажность на уровне не ниже полевой влагоемкости.

Естественная растительность (рис. 11.13) также соответствует представлениям о коричневых почвах, но она почти полностью заменена культурной и сохранилась местами по балкам, крутым склонам и на поверхности яйл.



**Рис. 11.14.** Коричневая почва в Никитском ботаническом саду

Коричневые почвы образуют нижний горный пояс на ЮБК на участке от Феодосии до Ялты [Почвенно-..., 2019; Драган, 1983]<sup>148</sup>, и наиболее представительные их профили приурочены к глинистым сланцам (рис. 11.14). Профиль слабо дифференцирован по цвету, бурый с коричневатым оттенком, метаморфический горизонт ВМ выделяется не всегда отчетливо даже в условно природных нарушенных почвах, содержание обломков пород сильно варьирует, но увеличивается книзу, среди обломков встречаются выветрелые (легко разламываются рукой), мелкозем тяжелосуглинистый или глинистый с увеличением содержания ила в горизонте ВМ.

<sup>148</sup> Драган Н.А. Почвы Крыма. Симферополь, 1983.

Содержание гумуса составляет 4–6% в темногомусовом горизонте, реакция слабощелочная, вскипание наблюдается в разных частях профиля, оно бывает связано с карбонатами пород, среди новообразований встречаются карбонатные пятна и пленки на щебне, пропиточные (дисперсные) формы.

Особое внимание почвоведов привлекали почвы на красноцветных глинах в ареалах известняков на мысе Мартьян [Добровольский, 1949; Добровольский 1968; Глазовская, Парфенова, 1974]. Почвы глинистые, плотные, со слабо оформленной структурой с тенденцией к призмовидности и небольшим количеством иллювиальных кутан. Интерес к этим почвам был связан также с тем, что в средиземноморских странах встречаются похожие образования: ярко красные бескарбонатные глины на плотных известняках, получившие итальянское название *terra rossa*; заметим, что в нем предполагается не почва (*suolo*), а земля (*terra*). Почва на мысе Мартьян может рассматриваться как зональная средиземноморская коричневая почва на красноцветных отложениях, происхождение которых остается предметом дискуссий (рис. 11.15).

Однако наиболее распространенными почвами в нижнем горном поясе являются маломощные скелетные почвы как условно природные, так и антропогенно измененные<sup>149</sup>: темногомусовые литоземы или темногомусовые остаточно-карбонатные на известняках и карбонатных сланцах (рис. 11.16). Почвы курортных районов ЮБК частично уничтожены при строительстве и прокладке дорог, эродированы или заменены искусственными насыпными почвами газонов, клумб, парков, или террасированы под виноградники и посадки олив.

Зона коричневых почв на высотах около 500 м сменяется зоной буроземов под буквыми и дубово-грабовыми лесами на всех грядах Крымских гор. Преобладают буроземы типичные, встречаются остаточно-карбонатные.



Рис. 11.15. Коричневая краснопрофильная почва на мысе Мартьян



Рис. 11.16. Литозем серогумусовый сильно скелетный на сланцах

<sup>149</sup> Костенко И.В. Атлас почв горного Крыма. К.: Аграрная наука, 2014.

В системе вертикальной поясности северных гряд нижний пояс представлен лесостепными черноземами, в том числе, остаточно-карбонатными.

Между черноземами предгорий и буроземами низкогорий — среднегорий переходных почв не выделяют, так что почвенный покров северного макросклона Крымских гор состоит из типичных буроземов, различающихся мощностью профиля, степенью щебнистости, в том числе долей обломков карбонатных пород, эродированностью, содержанием гумуса.

Верхний горный пояс на высотах немногим более 1000 м образован лугово-степными растительными сообществами и занимает очень малые площади на платообразных вершинах самых высоких яйл. Традиционное название почв — горно-луговые и лугово-степные черноземовидные [Почвенно-..., 2019], современное — темногумусовые. Почвы обычно выщелочены от карбонатов, содержат много гумуса — не меньше 6–8%, имеют нейтральную реакцию, густо пронизаны корнями, мощность профиля составляет около полуметра [Костенко, 2020]<sup>150</sup>.

### 11.3. Урал

Состав спектров вертикальных почвенных зон Урала связан с его протяженностью с севера на юг более чем на 1000 км через несколько почвенных зон и подзон: от тундровой до сухо-степной. По особенностям устройства поверхности и спектрам природных зон Урал разделяется на следующие части: Полярный, Приполярный, Северный, Средний и Южный. Характерной чертой вертикальной почвенной зональности Урала является отсутствие существенных экспозиционных различий в почвенном покрове как между европейским и сибирским макросклонами, так и между склонами отдельных хребтов.

Первая и наиболее полная почвенно-географическая характеристика Урала была дана в



<sup>150</sup> Костенко И.В., Опанасенко Н.Е. Сравнительная характеристики горно-лесных и горно-луговых почв Долгоруковской Яйлы (Горный Крым) // Почвоведение. 2020. №7.

1963 г. Н.А. Ногоиной и К.П. Богатыревым<sup>151</sup>. В последующих работах были уточнены ареалы некоторых горных почв, получены новые сведения о свойствах почв, обсуждается генетическая интерпретация ряда почв и их аналоги в «Классификации ...» [2004].

### Полярный и Приполярный Урал

Традиционно Полярный и Приполярный Урал рассматривались как отдельные природные области [Почвенно- ..., 1983]. Полярный Урал находится в пределах тундровой зоны и состоит из двух основных, параллельных друг другу хребтов: Большого и Малого со средними высотами 400–800 м и максимальными 1300–1500 м (рис. 11.17). Преобладают основные породы: габбро в восточной части, на Малом Урале; на западе, на Большом Урале, перидотиты и амфиболиты чередуются с кристаллическими сланцами. От подножий хребтов до их вершин, скалистых, местами платообразных, почвенный покров крайне фрагментарен, и степень развития почвенных профилей определяется крутизной склонов и криогенными процессами. Пятна и полосы грубогумусовых и сухоторфянистых литоземов вкраплены среди каменистых россыпей и скал с голой поверхностью или петроземами под лишайниками. При дополнительном поступлении влаги на склонах и на относительно мелкоземистых субстратах криогенные процессы приводят к появлению солифлюкционных террас и сортировке обломочного материала и мелкозема в разных формах (рис. 11.18).



Рис. 11.17. Полярный Урал. Лето



А



Б

Рис. 11.18. Примеры мерзлотной сортировки обломочного материала и мелкозема: А — каменные кольца, Б — каменные полосы на склоне, вдали «каменная река»

<sup>151</sup> Богатырев К.П., Ногоина Н.А. Почвы горного Урала / О почвах Урала, Западной и Центральной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Приполярный Урал отличается наибольшими абсолютными высотами — до 1800 м (гора Народная — высшая точка Урала — 1895 м), в его строении выделяется несколько субпараллельных хребтов с альпийским рельефом в верхнем ярусе.

Хребты сложены кристаллическими сланцами, гранитами, кварцитами, на западе — известняками. Различия в составе пород мало влияют на состав почвенного покрова, в отличие от форм рельефа и степени щебнистости отложений. Так, к ровным участкам и мелкоземистым субстратам приурочены криоземы, меньше или больше оглеенные, вплоть до глееземов криогенных — «криоглееземов» (рис. 11.19). В правой части разреза ясно выражен



*Рис. 11.19. Бугор пучения и криозем глеевый*

бугор пучения с элементами излияния, грубогумусовый горизонт разной мощности, под которым находится криогенно-нарушенная полоска ожелезненного материала, соответствующая признаку «криогенно-ожелезненный» в «Классификации ...» [2004]. Ниже диагностируется сизовато-бурый глеевый горизонт и криотурбации в виде извилистой светлой полоски (песчаной линзы) в левой части разреза. В нижнем горном поясе под еловыми лесами на мелкоземистых субстратах Е.В. Жангуровым [2019] были описаны глееподзолистые почвы.

### ***Северный Урал***

Северный Урал расположен в подзонах северной и частично средней тайги, он ниже Полярного и Приполярного Урала и представляет собой систему параллельных, меридионально вытянутых хребтов с выпуклыми и уплощенными вершинами, разделенных глубокими тектоническими долинами. В центре преобладают кристаллические сланцы, на востоке имеются выходы габбро и диабазов; рыхлые отложения — продукты выветривания плотных пород и морены — имеют ограниченное распространение, и содержат много щебня. Скальные выходы в основном приурочены к склонам долин, к склонам хребтов — крупноглыбовые россыпи и курумники, солифлюкционные террасы. На западе к горной системе примыкает полоса высоких столообразных предгорных возвышенностей — «парм», более низкие пармы встречаются и в прилегающей равнинной области<sup>152</sup>.

Лесной пояс представлен редкостойными моховыми ельниками с кедровым стлаником, в верхнем поясе луга чередуются со стлаником,

<sup>152</sup> *Забоева И.В., Лаптева Е.М., Жангуров Е.В. и др. Почвы и почвенный покров Печоро-Ильчского заповедника (Северный Урал). Сыктывкар, 2013.*

гольцами и каменными россыпями. Сохраняются участки с криогенной сортировкой щебня. Весь комплекс условий почвообразования «идеален» для образования подбуров (рис. 11.20, А), и они здесь широко распространены. Подбуры нередко сочетаются с подзолами, иллювиально-железисто-гумусовыми криотурбированными (рис. 11.20, Б).



А

Б

**Рис. 11.20.** А — подбур иллювиально-гумусово-железистый, Б — подзол иллювиально- и потечно-гумусовый криотурбированный

### Средний Урал

Средний Урал считают самой низкой частью Уральской горной страны: абсолютные высоты снижаются до 800 м. Его грядово-останцовый рельеф представляет собой полосы изолированных холмов или сопок, разделенных седловинами и понижениями с мощной толщей континентальных отложений палеогена и неогена [Воскресенский, 1968] (рис. 11.21). Почвообразующие 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, карбонатные красноцветные породы (рис. 11.22); особенно большие массивы карбонатных пород находятся в поясе низких (400–500 м) предгорий Среднего Урала с многочисленными карстовыми формами. В нижнем лесном поясе на склонах сопок распространены почвы с грубогумусовым горизонтом и бурым недифференцированным профилем. Карбонатность пород может приводить к формированию перегнойно-темногумусового горизонта в верхней части профиля под



**Рис. 11.21.** Типичный ландшафт Среднего Урала



**Рис. 11.22.** Бурозем перегнойно-темногумусовый на карбонатных пермских красноцветах



**Рис. 11.23.** Дерново-карбонатная почва языковатая

смешанными липово-еловыми лесами. На относительно пологих участках склонов в почвах появляются признаки оподзоленности, вплоть до появления на суглинках дерново-подзолистых почв в межхолмовых понижениях и на террасах. На известняках перегнойно-карбонатные почвы сменяются к югу дерново-карбонатными (рис. 11.23); континентальность климата выражается в языковатости гумусовых горизонтов этих почв.

Лесные кислые неоподзоленные почвы с бурым недифференцированным профилем составляют основной фон в почвенном покрове, 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 [1977]<sup>153</sup> 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 выраженного внутрипочвенного 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 более распространенным «буроземы грубогумусовые»,

<sup>153</sup> Михайлова Р.П. Бурые грубогумусные ненасыщенные почвы Урала // Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева, 1977.

«буроземы кислые ненасыщенные», или «ржавоземы». 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 (серогумусовыми или дерновыми) почвами под крупнотравными лугами субальпийского облика. В южной части Среднего Урала на суглинистых отложениях широко распространены дерново-подзолистые почвы, тогда как на сибирском макросклоне по широким речным долинам в область уральских низкогорий «заходят» серые почвы.

### Южный Урал

Южный Урал является типичными эрозионными горами, сложен палеозойскими осадочными и метаморфическими породами с ограниченным участием изверженных пород (рис. 11.24).

Большая его часть имеет низкогорный облик со сглаженными формами (рис. 11.25), за исключением отдельных вершин и многочисленных речных долин, в том числе глубоко врезанных у крупных рек. Широко распространены карстовые формы рельефа [Воскресенский, 1968].

Южный Урал пересекает несколько почвенных зон и подзон, начиная от серых (рис. 11.26) и темно-серых почв и кончая обыкновенными и южными черноземами. 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 двух или трех вертикальных почвенных зон. Отдельные вершины, поднимающиеся выше 1400–1500 м, заняты (суб)альпийскими лугами и горной кустарничковой тундрой.

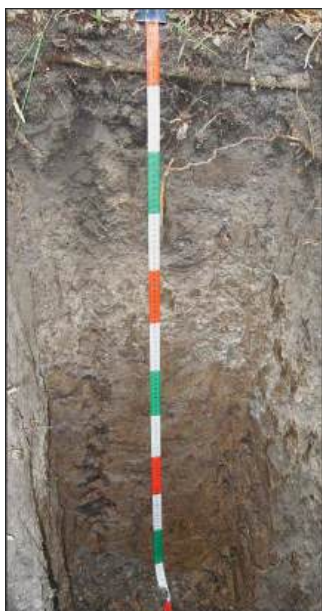
В северной части Южного Урала вертикальные почвенные зоны



Рис. 11.24. Ландшафты верхнего пояса Южного Урала



Рис. 11.25. Ландшафты низкогорий



**Рис. 11.26.** Серая почва, заповедник Шульган-Таш



**Рис. 11.27.** Дерново-лесная щебнистая почва

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 изучались К.П. Богатыревым [1947, 1963], считавшим их генетически близкими к горным серым почвам (рис. 11.27). Как и в ареалах равнинных серых почв, понижения заняты черноземами.

В южной пониженной части Южного Урала преобладают черноземы. Они связаны с лугово-степными группировками, формируются в долинах и на пологих поверхностях.

Преобладают оподзоленные, выщелоченные, типичные черноземы в Предуралье, обыкновенные и южные — в Зауралье; на крутых склонах черноземы маломощны, но во всех случаях содержат не меньше 9–10% гумуса.

Кроме черноземов, на крутых каменистых склонах, особенно южных экспозиций, были описаны маломощные черноземовидные почвы под петрофильной кустарниковой степью (рис. 11.28, А) — литоземы темногумусовые (рис. 11.28, Б) и карболитоземы темногумусовые, а также маломощные почвы со светлогумусовым горизонтом (светлогумусовые почвы (рис. 11.28, В) и литоземы светлогумусовые).



А



Б



В

**Рис. 11.28.** А — петрофитно-кустарниковая степь; почвы: Б — темногумусовые, В — светлогумусовые

### 11.4. Алтай и Кузнецкий Алатау



Почвенный покров Алтая определяется соотношением высотно-экспозиционных закономерностей с «фациальными», т.е. положением по отношению к Центрально-Азиатской экстраконтинентальной фации. По сравнению с другими горными системами Южной Сибири, Алтай выделяется сложным и разнообразным почвенным покровом.

Ряд алтайских почв начинается с лесостепных черноземов подгорных равнин, лесных глубокоподзоленных почв предгорий и низкогорий и завершается в высокогорьях альпийскими льдисто-мерзлотными перегнойно-гумусовыми почвами в центре и криоаридными тундрово-степными почвами на юго-востоке горной системы.

С северо-запада на юго-восток прослеживается нарастание континентальности климата, что в сочетании с орографическими структурами, позволило физико-географам выделить в пределах Горного Алтая семь провинций (рис. 11.29).

Значительные площади на Алтае занимают среднегорья, сложенные разнообразными породами, преимущественно метаморфическими — хлоритовыми и слюдястыми сланцами и конгломератами; мало кислых изверженных и карбонатных пород. Высокогорья с альпийскими формами рельефа, современными ледниками и фрагментарным почвенным покровом, сосредоточены в центре и на юге. Это Катунский,



**Рис. 11.29.** Физико-географические провинции: I — Предгорная, II — Северо-Западная, III — Северная, IV — Северо-Восточная, V — Центральная, VI — Восточная, VII — Юго-Восточная [по Атласу Алтайского края, 1978]



провинция занимает промежуточное положение, в самом общем виде соответствующее условиям лесостепи в среднегорном поясе и альпийским ландшафтам в высокогорье.

### Почвы высотных поясов

Рассмотрение почвенного покрова и почв удобнее провести по высотным уровням с обращением к их особенностям в некоторых физико-географических провинциях<sup>154</sup>.

Благоприятные гидротермические условия *предгорий* Северного Алтая определяют развитие высокопродуктивных богаторазнотравно-злаковых луговых степей и остепненных лугов. Под ними формируются лесостепные черноземы, причем не только оподзоленные и выщелоченные, но и типичные, которые практически нигде больше в Сибири не встречаются (рис. 11.31). Почвообразующие породы — лёссовидные суглинки и глины — 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. Целинные черноземы северных Алтайских предгорий относятся к тучным, освоенные — к среднегумусным. По данным В.А. Хмелева [1982]<sup>155</sup>, содержание гумуса в пахотных горизонтах оподзоленных черноземов колеблется в пределах 8–9,5, выщелоченных — 5,5–7,5%. Запасы гумуса и мощность профиля меньше, чем в европейских черноземах, что соответствует фациальным трендам. Черноземы предгорий сменяются темносерыми и серыми метаморфическими почвами под травяными лиственнично-березовыми лесами на высотах 400–600 м, на переходе к среднегорьям.

В Северо-Западном, Северо-Восточном (Прителецком) Алтае и в Кузнецком Алатау нижний горный пояс образован «гумидными» текстурно-дифференцированными почвами, называемыми дерново-глубоко- и сверхглубокоподзолистыми. Их своеобразие, а также широкое распространение в алтайских предгорьях заставляет остановиться на них более подробно (см. также главу 8.2).



Рис. 11.31. Типичный (тучный?) чернозем

<sup>154</sup> Ковалев Р.В., Хмелев В.А., Волковинцер В.И. Почвы Горно-Алтайской автономной области. Новосибирск, 1973.

<sup>155</sup> Хмелев В.А. Почвы низкогорий Северного Алтая. Новосибирск, 1982.



Рис. 11.32. Дерново-глубокоподзолистая почва

Дерново-глубоко- и сверхглубокоподзолистые почвы, часто поверхностно-глееватые, 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. Древесный ярус состоит из осины и пихты, достигающих больших размеров и высокой продуктивности, как и весь фитоценоз. Хорошо развит кустарниковый ярус из рябины, черемухи, жимолости, смородины. Мощный травяной покров представлен высокотравьем (борец высокий, купырь лесной, аконит, ежа сборная, василистник, папоротники); в его состав входят также

представители широколиственных лесов, например овсяница гигантская, а также копытень европейский, ясменник. С высокотравьем сосуществуют мхи, а весной бурно развиваются эфемероиды. Большая масса опада интенсивно минерализуется в почве в течение теплого влажного лета, о чем свидетельствуют почти полное отсутствие подстилки, состав и высокая численность почвенной микро- и мезофауны [Ковалев и др., 1981].

Гумусовый горизонт не достигает большой мощности (рис. 11.32); при высоком содержании гумуса (6–8%) он имеет светлую окраску. На глубине около 30 см количество гумуса снижается до 1–3% одновременно с уменьшением содержания поглощенных оснований, т.е., несмотря на пышную растительность, процесс гумусонакопления проявляется не очень ярко и ограничивается верхним (серогумусовым) горизонтом.

Мощный (30–40 см) элювиальный горизонт E<sub>L</sub> или E<sub>Lg</sub>, белесый, мучнистый на ощупь, часто содержит марганцево-гумусово-железистые конкреции, имеет ровную нижнюю границу и по химическим показателям весьма контрастен по отношению к бурой иллювиальной толще. В ней хорошо выражены все признаки текстурного горизонта ВТ до глубины более полутора метров. По отдельным чертам — контрастности профиля, выраженности иллювиирования тонких частиц, поверхностному оглеению — дерново-глубокоподзолистые почвы напоминают элювиально-глеевые почвы широколиственных лесов, и они необычны в самом центре Сибири. Генезис их, как и большинства суглинистых текстурно-дифференцированных почв, долгое время был предметом дискуссий,

особенно в связи с масштабом явлений и приуроченности почв к черневой тайге.

В пределах лесного пояса в Северо-Западной, Северной и отчасти Центральной провинциях и Кузнецком Алатау выше ареалов черневой тайги протягивается полоса березо-лиственничных лесов на теневых склонах с мезофильными лугами на южных склонах. По зональной концепции почвы определялись как (темно-)серые лесные неоподзоленные, соответствующие зоне лесостепи. Однако по относительно простому строению профиля и отсутствию глинистых и гумусово-глинистых кутан, диагностирующих серые лесные почвы на равнинах (см. Главу 8), почвы под лесами по «Классификации ...» [2004] были отнесены к *темно-серым* и *серым метаморфическим почвам* (рис. 11.33). Они формируются на плотных породах, на склонах, и в подгумусовой мелкоземисто-щебнистой толще идентифицируются признаки структурного метаморфизма в виде горизонта ВМ разной степени выраженности, в зависимости от щебнистости профиля и крутизны склонов. В отличие от черневой тайги, на поверхности (темно-)серых метаморфических почв накапливается подстилка мощностью не меньше 2 см. Гумусовый горизонт мощностью 30–50 см хорошо развит, имеет комковато-зернистую структуру, малую плотность, иногда элементы грубогумусового горизонта; гранулометрический состав чаще всего легкосуглинистый, значения рН нейтральные, до слабокислых. Количество гумуса уменьшается по профилю равномерно от 9–10% до 1% и ниже, признаки его перемещения отсутствуют. Отношение Сгк/Сфк резко падает с глубиной (от 2 до 0,3–0,4). Вскипание отсутствует в пределах профиля, но в темносерых почвах на щебне встречаются карбонатные корочки, или «бородки».

К суглинистым породам и лиственнично-березовым травяным лесам в Кузнецком Алатау (рис. 11.34) приурочены серые почвы с более мощным и сложным профилем, близким по строению профилю одноименных почв равнин (рис. 11.35).



Рис. 11.33. Серая метаморфическая почва



Рис. 11.34. Березовый с лиственницей травяной лес в Кузнецком Алатау



**Рис. 11.35.** Темносерая почва. Кузнецкий Алтай

бине около 1 м темногогумусовый горизонт сменяется породой, иногда карбонатной, на делювиальных шлейфах с признаками глееватости. По сравнению с черноземами, черноземовидные почвы более «гумидны», что выражается в отсутствии карбонатных новообразований в типичных и выщелоченных их вариантах, составе гумуса, несколько худшей оструктуренности гумусового горизонта, иногда слабой ненасыщенности основаниями [Ковалев, Хмелев, 1965; Герасимова, Евдокимова, 1975]. На крутых южных склонах профили черноземовидных почв становятся маломощными, в нижней части появляются карбонаты, в



**Рис. 11.36.** Центральный Алтай. Участок лесостепного среднегорья на первом плане

В Центральном Алтае темно-серые почвы иногда сочетаются с черноземовидными<sup>156</sup>, занимающая теневые склоны или крутые склоны промежуточных экспозиций.

Экспозиционные сочетания лесных, лесостепных и степных почв являются распространенной формой строения почвенного покрова почти всех провинций *среднегорий* в интервале высот 500–2000 м, кроме юго-востока.

Начиная с высоты 700–1000 м в среднегорьях внутренних частей Алтая появляются *горно-лесные черноземовидные почвы* лиственных травяных лесов. Самые полные их профили встречаются на делювиальных шлейфах, пологих склонах, седловинах под старыми парковыми лиственничниками с густым широколиственным покровом (рис. 11.36 и 11.37).

Типичные черноземовидные почвы богаты гумусом, гумус фульватно-гуматный; на глубине около 1 м темногогумусовый горизонт сменяется породой, иногда карбонатной, на делювиальных шлейфах с признаками глееватости. По сравнению с черноземами, черноземовидные почвы более «гумидны», что выражается в отсутствии карбонатных новообразований в типичных и выщелоченных их вариантах, составе гумуса, несколько худшей оструктуренности гумусового горизонта, иногда слабой ненасыщенности основаниями [Ковалев, Хмелев, 1965; Герасимова, Евдокимова, 1975]. На крутых южных склонах профили черноземовидных почв становятся маломощными, в нижней части появляются карбонаты, в основном в пропиточных или натечных формах на обломках пород. Местами они сочетаются с типичными и выщелоченными. С возрастанием засушливости климата к юго-востоку черноземовидные почвы переходят на теневые склоны в экспозиционных сочетаниях, уступая место темногумусовым почвам или литоземам.

С высотой черноземовидные почвы сменяются почвами с бурым

<sup>156</sup> Ковалев Р.В., Хмелев В.А. Лесные черноземовидные почвы Алтае-Саян как особые почвенные образования // Почвоведение. 1986. № 3.

недифференцированным профилем под темнохвойными (елово-пихтовыми, еловыми с примесью лиственницы и кедра) лесами (рис.11.38). Генетическая интерпретация этих почв противоречива, хотя, по-видимому, она различна в разных провинциях Алтая.

С традиционной точки зрения таежные почвы с бурым профилем рассматривают как буротаетные (ржавоземы в «Классификации ...» [2004]), кислые ожелезненные неоподзоленные или подбуры, исходя из оценки сочетания факторов почвообразования: 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 или рыжевато-бурая монотонная окраска основной части толщи, ослабевающая к породе; малое количества мелкозема, которое, однако, варьирует на разных породах. Аналитические данные показывают повышенную ожелезненность, вынос органо-железистых соединений и даже глин в переходный к породе горизонт. Все эти признаки достаточно обычны для почв с проявлениями альфегумусового процесса, т.е. подбуров. Более того, иногда обнаруживаются прямые доказательства альфегумусового процесса в виде органо-железистых кутан на щебне (рис. 11.39). Упоминаний альфегумусовых подзолов в публикациях и на картах не обнаружено.

Согласно второй точке зрения, отражающей общую тенденцию расширения ареала буроземов и псевдоподзолистых почв, популярной в 1960–70-е годы, рассматриваемые почвы относят к бурым лесным [Атлас Алтайского края, 1978; Ковалев, 1974; Ковалева и др., 1974]. В качестве аргументов приводятся морфологические признаки (бурый цвет и оглиненность) и факторные: относительно мягкий 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



Рис. 11.37. Черноземовидная почва. Центральный Алтай



Рис. 11.38. Бурозем-подбур?



*Рис. 11.39. Кутаны на обломке породы*



*Рис. 11.40. Субальпийский луг в Центральном Алтае*



*Рис. 11.41. Аридные высокогорья Юго-Восточного Алтая*

на моренах. Можно предположить, что формированию буроземного облика почв способствуют такие свойства почвообразующих пород, как тяжелосуглинистый и даже глинистый состав мелкозема и его относительно высокое содержание. Для таежных почв Восточного Алтая можно учитывать также смягчающее влияние Телецкого озера на почвы близлежащих хребтов. Подбуры характерны для верхних частей среднегорий Центрального Алтая.

*Высокогорья* существенно различаются степенью континентальности климата. В менее суровых, условно гумидных, высокогорьях Центрального и Северо-Восточного Алтая выше 2000–2500 м (рис. 11.40) выделяют горно-луговые альпийские и субальпийские почвы, похожие по свойствам на кавказские аналоги. Они имеют темный структурный гумусовый горизонт (АН или AU), более или менее постепенно переходящий в почвообразующую породу. В почвах альпийских лугов не исключены проявления альфегумусового процесса и криогенные нарушения. Как и во всех высокогорьях, много литоземов, петроземов, скальных выходов и каменистых россыпей.

Особые растительные сообщества и почвы занимают большие пространства в аридных высокогорьях Юго-Восточного Алтая, но с островной многолетней мерзлотой (рис. 11.41). Геоботаники их называли остепненными тундрами, тундростепями или криоксерофитными степями, в состав сообществ входят дриады, кобрезии, камнеломки, полыни, осоки, типчак. Они распространены на южных склонах и плато, в высокогорных котловинах. Под такими сообществами В.И. Волко-

винцером [1978]<sup>157</sup> был выделен новый тип почв — *криоаридные*, как и под фрагментами криоксерофитных степей Северо-Востока России (см. Раздел 5.5). Исследованиями М.А. Бронниковой с соавторами [2023]<sup>158</sup> были определены их характерные свойства и предложены гипотезы их генезиса и эволюции (рис. 11.42).

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, шириной 20–50 км, вытянуты вдоль реки, например Катунь и ее некоторых притоков, имеют плоскую поверхность и почти полностью распахананы. 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 каменистые включения и подстилаются щебнистым пролювием и галечниками.

Котловины Юго-Восточного Алтая обширнее (шириной до 100 км), имеют плоский или слабовсхолмленный по краям рельеф, с поверхности сложены гравийно-песчаными и супесчаными аллювиально-пролювиальными толщами с фрагментами ледниковых отложений. Поверхность котловин покрыта сильно потравленной полынно-кустарничковой (типчак, полынь, карагана) растительностью. Котловины используются для сезонного выпаса, особенно при дальних перегонах овец. Их почвы маломощны и щебнисты, имеют маловыразительный профиль и определялись как каштановые и светлокаштановые. Особо суровыми условиями<sup>159</sup> отличается Чуйская котловина (рис. 11.43), почвы



Рис. 11.42. Криоаридная почва



Рис. 11.43. Чуйская котловина

<sup>157</sup> Волковинцер В.И. Степные криоаридные почвы. Новосибирск, 1978.

<sup>158</sup> Бронникова М.А., Герасимова М.И., Конопляникова Ю.В., Гуркова Е.А., Черноусенко Г.И., Голубцов В.А., Ефимов О. Е. Криоаридные почвы как генетический тип в классификации почв России: география, морфология, диагностика // Почвоведение. 2022. №3.

<sup>159</sup> Среднегодовая температура в центре Чуйской котловины — поселке Кош-Агач — 6°С, а количество осадков — 116 мм/год.

которой отнесены к криоаридным, а небольшие участки вблизи реки Чуи заняты засоленными почвами под чиёвниками.

### 11.5. Саяны, хребты Танну-Ола и Сенгилен



В составе и строении почвенного покрова Алтайской и Саянской горных областей много общего, что было показано еще Б.Ф. Петровым<sup>160</sup> [1952]. Экспозиция склонов определяет состав почвенного покрова в еще большей степени, чем на Алтае, спектры вертикальных поясов такие же полные, высокогорья занимают

значительные пространства, котловины по долинам рек заняты степными и полупустынными почвами. В таежных среднегорьях преобладают подбуры, грубогумусовые и перегнойные мерзлотные почвы. От Алтая Саяны отличаются более суровым климатом, резким контрастом между склонами разной экспозиции, меньшей освоенностью территории и изученностью почв.

#### Условия почвообразования

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, где встречаются альпийские формы рельефа, и постепенно снижается к востоку до 1500–2000 м, ограждая Центрально-Тувинскую и Тоджинскую впадины и образуя высокий уступ в 400–500 м над Минусинской котловиной (рис. 11.44, А). Восточный Саян отличается меньшими высотами и менее резкими формами рельефа. Наконец, хребты Танну-Ола и его восточное продолжение Сенгилен расположены субширотно над узкой и самой аридной равнинной частью области, переходящей в котловину Больших озер Монголии. Расположение горных хребтов и их большая высота определяет важную роль экспозиции склонов в строении почвенного покрова: по выражению

<sup>160</sup> Петров Б. Ф. Почвы Алтайско-Саянской области. Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. Том XXXV. 1952.

Б.Ф. Петрова, «вершителем судеб почв является, прежде всего, экспозиция склонов» [Петров, 1952, стр.7].

Среди почвообразующих пород горных почв преобладают осадочные: конгломераты, брекчии, песчаники, алевриты; на северном макросклоне Западного Саяна встречаются красноцветные песчаники, известняки, в остальной его части преобладают хлоритовые сланцы. В Восточном Саяне и хребте Сенгилен широко распространены известняки и мраморы. Большое разнообразие осадочных и метаморфических пород отмечается для хребта Танну-Ола. Изверженные породы, преимущественно средние и кислые, занимают существенно меньшие площади. Наиболее известна Долина вулканов в Восточном Саяне с мощными лавовыми потоками и конусами вулканов (рис. 11.44, Б). Котловины выполнены мощной аллювиально-пролювиальной толщей, нередко песчаной, иногда с галечником; котловины обрамлены полосой мелкоземисто-щебнистых делювиально-пролювиальных шлейфов. В центральной части Саяна Б.Ф. Петровым были обнаружены лессовидные суглинки, а на крайнем юге, начиная с подножья южного склона хребта Танну-Ола, находятся большие массивы песков с эоловыми формами рельефа.



А



Б

**Рис. 11.44.** А — Долина в среднегорье, вдали — кратер вулкана Перетолчина; Б — долина вулканов в Восточном Саяне

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 в Восточном Алтае, нередки криогенные явления.

Распределение растительных сообществ также весьма контрастно и подчиняется высотно-экспозиционным закономерностям, что отражается следующим соотношением типов растительности по занимаемой площади: леса — 50%, степи, равнинные и горные — 40%, высокогорные тундры, луга вместе с долинными ерниками, лугами и болотами — 10% [Носин, 1963]<sup>161</sup>. С севера на юг растительность приобретает все более ксерофитный облик. Наиболее аридными ее представителями являются приубсунурские пустынные степи к югу от хребта Танну-Ола с низкорослыми и сильно разреженными полынно-злаковыми ассоциациями, в состав которых кроме злаков, входят такие виды, как прутняк, нанофитон и эфемеры (луки). В тувинских степях относительно мало эфемеров, что геоботаники объясняют сухой и холодной весной. По уменьшению засушливости степи котловин и склонов сменяются от полынно-мелкозлаковых до разнотравно-дерновинно-злаковых и злаково-разнотравных; последние вклиниваются в лесные формации.



А



Б

**Рис. 11.45.** Лиственничники: А — травяной в среднегорье, Б — остепненный, переход к котловинам

Леса в Саянах состоят из лиственницы сибирской. В нижнем лесном поясе они травяные с участием березы, как и на Алтае, но занимают очень ограниченные пространства. В среднем лесном поясе лиственничники бруснично-травяные с небольшой примесью кедра и типичными таежными видами в составе разнотравья (рис. 11.45).

В верхнем поясе в интервале высот 1800–2000 м преобладают лиственнично-кедровые леса с елью, березовым ерником, в нижнем ярусе с участием даурского рододендрона. С высотой они сменяются холодными степями, лугами и тундрами. Степи образованы типчаком, келерией и

<sup>161</sup> Носин В.А. Почвы Тувы. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

полюнью с криоксерофильными видами разнотравья (рис. 11.46).

В закономерностях распространения почв в Саянах и на Алтае много общего. Наиболее тщательное исследование почв Тувы было проведено В.А. Носиным, составлена Почвенная карта Тувы масштаба 1:1М с 59 единицами легенды; результаты работ изложены в монографии [1963].



Рис. 11.46. Криоксерофитная степь

Следуя структуре этой монографии, рассмотрим основные особенности почв по вертикальным поясам.

В высокогорьях Алтая и Саян горно-тундровые почвы сочетаются с горно-луговыми, но в Саянах последние занимают очень малые площади на северо-западе. В горных тундрах, кустарниковых и мохово-лишайниковых, выше 2000–2500 м, почвенный покров фрагментарен и представлен петроземами и литоземами перегнойными, возможно, серогумусовыми (дерновыми) на солонных склонах, чередующимися со скальными выходами и курумниками, как и во всех горных тундрах. Горно-луговые почвы приурочены к более теплым и защищенным позициям, имеют верхний темный гумусированный горизонт мощностью до 10 см, содержанием гумуса около 10%, который по «Классификации ...» [2004] может быть определен как перегнойно-гумусовый. В описании горно-луговых почв В.А. Носиным отмечаются «на поверхности щебенки темнобурые и охристые натечные пленки», что свидетельствует о проявлениях альфегумусового процесса. Однако среди почв относительно гумидных высокогорий им же отмечались сильно задернованные почвы с рыжевато-бурым слабо структурным горизонтом и карбонатными новообразованиями [Носин, 1963].

Исследованиями М.А. Бронниковой с коллегами в 2016–2022 гг. такие почвы и близкие к ним, в том числе почвы еще более суровых условий, были названы криоаридными, как и в криоксерофитных степях (тундростепях) Юго-Восточного Алтая (рис. 11.47).

Почвы таежных *среднегорий* представлены двумя группами: альфегумусовыми и дерново-таежными. Первые включают подбуры, которые были детально описаны В.А. Носиным под разными названиями. Так, 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, маломощный профиль (30–40 см), иногда с карликовым подзолистым горизонтом. В несколько более влажных и холодных условиях (в связи с экспозицией или крутизной склонов) под кедрово-лиственнично-



*Рис. 11.47. Криоаридная почва*

еловыми лесами с покровом ерника, мхов, лишайников и таежного мелкотравья в нижнем ярусе формируются горно-таежные перегнойные кислые оподзоленные почвы, длительно-сезонно-мерзлотные. Их характерные черты: перегнойный горизонт, мерзлотное оструктурирование и перемешивание, элементы слабого локального надмерзлотного оглеения.

На щебнистых отложениях, в частности на моренах, В.А. Носиным описаны горные подзолистые почвы (альфегумусовые подзолы) под елово-кедрово-лиственничными 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 органического горизонта, формам альфегумусовой миграции, проявлениям криогенеза. Соотношение между названными процессами зависит от экспозиции, высоты склона, характера растительности, лесных пожаров. Недостаток информации об этих почвах не позволяет строго идентифицировать их в «Классификации ...» [2004].

Вторая группа почв среднегорий относится к органо-аккумулятивным почвам и имеет традиционное название «дерново-таежные». Они встречаются в широком диапазоне гидротермических условий, как в относительно гумидных вертикальных спектрах Западного Саяна между подбурами и темно-серыми почвами, так и в субаридных — между горнотундровыми и каштановыми. Дерново-таежные почвы связаны с травяными или кустарниковыми лиственничниками. Профиль их имеет простое строение и состоит из дернового (серогумусового) горизонта, в котором сочетаются его черты в виде буровато-серой окраски и неясно выраженной комковатой структуры и грубогумусового, придающего массе горизонта рыхлость, или «торфянистость». Грубогумусовый горизонт может быть и отдельным горизонтом, залегающим непосредственно над дерновым. Мощность всей органо-аккумулятивной толщи колеблется в пределах 10–40 см в зависимости от крутизны склона, нарушений его поверхности, состава пород и степени их щебнистости. Признаки биогенной переработки минимальны. В срединном горизонте, переходном к породе, отчетливы породные элементы в структуре и сложении, а проявления почвенных процессов менее заметны. Тем не менее, эти проявления могут рассматриваться в системе «Классификации ...» [2004] на уровне

признака: структурно-метаморфического (m), криометаморфического, т.е. криогенного оструктурирования (crm), альфегумусовой миграции (hf или f), мерзлотного перемешивания (@), (надмерзлотной) глееватости (g). Соответственно они могут быть определены как серогумусовые (дерновые) метаморфизованные, или криометаморфизованные, или криотурбированные, или глееватые.

Дерново-таежные почвы занимают примерно такое же положение в системе почвенных зон (нижняя и отчасти средняя тайга) как горно-лесные черноземовидные почвы Алтая. Возможно, некоторые их варианты могут быть похожи на алтайские серые или темносерые метаморфические почвы экспозиционной лесостепи, как бы «замещающие» равнинные серые лесные в зональной парадигме. В Саянах полоса травяных листовничников с березой, к которым приурочены такие почвы, фрагментарна, а переход от таежных почв к степным зависит не столько от высоты, сколько от экспозиции. Однако дерново-таежные (дерновые метаморфизованные) почвы могут рассматриваться как отдаленные аналоги черноземовидных алтайских почв в континентальных, почти центральноазиатских условиях.

Ряд почв степного почвообразования в *межгорных котловинах* Саян разнообразнее, по сравнению с алтайскими котловинами и широкими долинами рек, его представители: черноземы обыкновенные, различные каштановые и бурые аридные (полупустынные) почвы. В отличие от Алтая, для Саян характерны крупные котловины с разнообразными каштановыми почвами.

Черноземы вместе с черноземами глееватыми 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 формы вторичных карбонатов (отсутствие белоглазки и журавчиков, свойственных восточноевропейским черноземам), а также натечные карбонатные кутаны на мелкоземисто-щебнистых отложениях. Им не свойственны клинообразные гумусовые языки, потеки, карманы — любые формы, резко очерчивающие переход от гумусового горизонта к безгумусовой части профиля. Сам гумусовый горизонт слабо оструктурен, в лучшем случае структура неясно комковатая. Региональные особенности заключаются в отсутствии в составе почвенного покрова черноземов оподзоленных, осолоделых и карбонатных (т.е. вскипающих с поверхности); выщелоченные черноземы встречаются редко. Глееватые черноземы (лугово-черноземные почвы) достаточно широко распространены в Тоджинской котловине на древнеаллювиальных отложениях.

Каштановые почвы преобладают в Центрально-Тувинской депрессии и в большинстве мелких котловин — Улуг-Хемской, Хемчинской,



Рис. 11.48. Темно-каштановая почва

Турано–Уюкской (рис. 11.48). Темно-каштановые и каштановые почвы образуют закономерный ряд от периферии к центру котловин. Фациальные признаки тувинских каштановых почв: промытость от солей и гипса, отсутствие солонцеватости, песчаный или супесчаный гранулометрический состав, слабая оструктуренность гумусового горизонта. Карбонатный горизонт выражен в профиле отчетливо, в виде сплошной белесой равномерной пропитки. Его верхняя граница проходит на глубине 20–30 см; таким образом, несмотря на легкий гранулометрический состав и высокую водопроницаемость почв, карбонаты залегают относительно высоко в почвенном профиле, что резко их отличает от супесчаных и песчаных аналогов Прикаспия. 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 аридных почвах, узкая полоска которых протягивается вдоль границы с Монголией в «котловине Больших озер».

Если отсутствие солей и гипса в светло-каштановых почвах не совсем обычно, то тем более оно удивительно в бурых аридных почвах, узкая полоска которых протягивается вдоль границы с Монголией в «котловине Больших озер».

В качестве заключения приведем схему саянских макрокатен из работы В.А. Носина, составленную им на основании детальных многолетних исследований почв Тувы с соблюдением зональных подходов и выявлением региональных черт почв и почвенного покрова (рис. 11.49).



Рис. 11.49. Вертикальные почвенные зоны Саян — схематический меридиональный профиль Центральной Тувы [по Носину, 1963]. Индексы почв: Ч<sup>о</sup> — черноземы обыкновенные, Ч<sup>ю</sup> — черноземы южные, К — каштановые, Кс — светло-каштановые, Бу — бурые пустынно-степные, Гт<sup>н</sup> — горно-тундровые перегнойные, Гт<sup>д</sup> — горные тундровые дерновые, Глг — горно-луговые, Гтж — горно-таежные мерзлотные, Гтж<sup>с</sup> — горно-таежные глееватые мерзлотные, Гтж<sup>д</sup> — горно-таежные дерновые, Гл — горно-лесные серые, Гч — горные черноземы

## 11.6. Забайкалье



В Забайкалье ясно выделяются три основных орографических блока: горные хребты, высокие нагорья и узкие котловины по долинам рек. Им соответствуют три больших массива почв: высокогорные петроземы среди скальных выходов, каменных морей, криогенных форм сортировки мелкозема и обломочного материала, в том числе по крупности, альфегумусовые мерзлотные почвы средневысотных хребтов и нагорий, степные почвы котловин — от черноземов до криоаридных. Сведений о почвах такой огромной горной территории мало, за исключением фундаментальной монографии Н.А. Ногиной «Почвы Забайкалья» [1964], — основы данного раздела.

По геологической истории, составу горных пород и рельефу между Западным и Восточным Забайкальем есть известные различия. Более высокие хребты находятся на западе, как продолжение Восточного Саяна — Хамар-Дабан, Баргузинский и на севере — Северо- и Южно-Муйский, Удокан. Они простираются почти параллельно друг другу с юго-запада на северо-восток и разделены глубокими тектоническими долинами с притоками рек Лены и Амура.

Средняя абсолютная высота поверхности составляет 1000–2000 м. Самые высокие хребты, выше 2500 м, имеют альпийские формы рельефа, кары и троговые долины, крутые скалистые склоны, глубокие межгорные котловины. Нивальная зона отсутствует в силу недостаточности высоты, но снежники часто сохраняются (рис. 11.50). Для значительной части хребтов на востоке и высоких нагорий характерны пологие вершины, покатые склоны умеренной крутизны, платообразные поверхности



Рис. 11.50. Западное Забайкалье

с отдельными сопками (рис. 11.51, А). В обоих типах высокогорий доминируют скальные выходы и поля каменных россыпей; рыхлые отложения занимают малые площади (рис. 11.51, Б). Для таких ландшафтов был предложен термин «гольцовый» именно на примере забайкальских высокогорий.



А



Б

**Рис. 11.51.** Восточное Забайкалье. А — каменные моря, Б — пятна на плоской поверхности

В среднегорьях и высоких нагорьях рельеф определяют как сопочно-увалистый с покровом щебнисто-мелкоземистых элювиально-делювиальных образований, плотные породы слагают лишь отдельные сопки (рис. 11.52). Щебнисто-мелкоземистый чехол на склонах по мощности не превышают 0,5–1 м, для среднегорий также характерна криогенная сортировка материала, хотя и в меньших масштабах, чем в высокогорьях.

Котловины выполнены мощными рыхлыми толщами аллювиально-озерного, ледникового, пролювиального происхождения, песчаными и супесчаными, монотонность рельефа котловин нарушается сопками, сложенными плотными породами. В ареалах песков отмечены золотые формы рельефа, например в Баргузинской котловине [Убугунов и др., 2016]<sup>162</sup>.

Среди горных пород на северо-западе преобладают граниты, гнейсы, кристаллические сланцы; Витимское плоскогорье перекрыто мощными покровами древних базальтов. В юго-восточной части Забайкалья распространены кристаллические сланцы, хлоритовые, серицитовые, и глинистые с отдельными массивами гранитов и базальтов, на северо-востоке — известняки, песчаники, конгломераты. Мелкозем элювия и делювия этих пород — супесчаный, легко- и среднесуглинистый, мелкозем более тяжелого гранулометрического

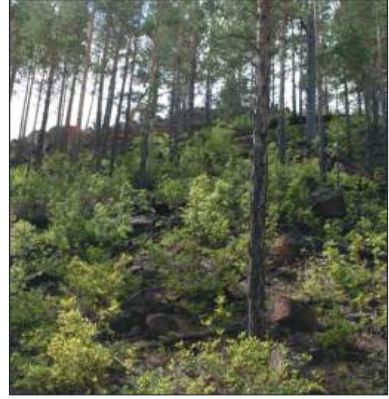


**Рис. 11.52.** Среднегорья. Общий вид

<sup>162</sup> Убугунов В.Л., Убугунова В.И. Цыремпилов Э.Г. Почвы и формы рельефа Баргузинской котловины. Улан-Удэ, 2016.

состава Н.А. Ногиной не отмечается; доля щебня сильно варьирует.

Забайкалье находится в области многолетней мерзлоты, и мерзлотные явления разнообразны; кроме упоминавшихся физических процессов разрушения плотных пород и сортировки щебня, мерзлота проявляется в почвах в виде криотурбаций, морозобойных трещин и особых термических режимов. Вкладу мерзлотных явлений в почвообразование Н.А. Ногина уделяла много внимания, особенно в отношении горных таежных почв с обязательным квалификатором «мерзлотные». В степных котловинах, сложенных песчаными и супесчаными породами, в силу сухости не возникает льдистой мерзлоты; однако при тяжелом гранулометрическом составе отложений сезонная и многолетняя мерзлота смыкаются, и льдистая мерзлота сохраняется в профиле в течение вегетационного периода [Уфимцева, 1967]. В последние годы круг криогенных почв в Забайкалье расширился за счет как субаридных, так и субгумидных почв высоких нагорий [Экологический..., 2015]<sup>163</sup>.



*Рис. 11.53. Верхняя тайга: сосняк с рододендроном*

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. Условия почвообразования исключительно неблагоприятные. 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.

Тайга является самым распространенным типом растительности в Забайкалье и подразделяется обычно на три вертикальных пояса: нижнюю, или южную, среднюю и верхнюю. Верхняя, или северная тайга располагается в интервале высот 1000–1500 м и переходит в подгольцовое кедровое редколесье. Кроме лиственницы, встречается кедр, хорошо развит



*Рис. 11.54. Средняя тайга: лиственница с березой и кедром*

<sup>163</sup> Экологический атлас бассейна озера Байкал. Иркутск, 2015.



*Рис. 11.55. Сухие сосновые леса нижнего таежного пояса*

кустарниковый ярус из кедрового и березового и рододендрона (рис. 11.53). В нижнем ярусе — мхи, кустарнички, лишайники. Средняя тайга составляет основной фон на нагорьях 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 кустарнички, осоки, бадан, отдельные виды лесного разнотравья (рис. 11.54). Среди тайги на южных сухих склонах появляются «островки» степей, аналогичные степям котловин. Южная тайга 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. К легким породам приурочены сосновые леса с разреженным нижним ярусом, включающим степные виды (рис. 11.55).

Степная растительность Забайкалья представлена настоящими сухими степями на относительно легких по гранулометрическому составу отложениях и участками луговых степей на относительно тяжелых и неоднородных рыхлых породах. 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.

### **Почвы**

В монографии Н.А. Ногиной содержится очень большой объем информации о морфологических свойствах почв всех вертикальных поясов многих хребтов Забайкалья, их детальная аналитическая характеристика, вплоть до состава глинистых минералов, состава ППК, содержания гумуса, азота и несиликатных соединений железа, карбонатов и солей для степных почв. О разнообразии почв — объектов исследований — можно судить по итоговой схеме [1964, с. 299] закономерностей распространения почв трех крупных регионов Забайкалья (рис. 11.56). Особенно много внимания уделено двум группам почв — таежным почвам с ярко-бурым профилем и черноземам как широко распространенным, с одной стороны, и «нарушающим» почвенно-географические концепции того времени, с другой.



**Рис. 11.56.** Типы структур вертикальной поясности почвенного покрова. А — Предбайкальская полоса, Б — Западное Забайкалье, В — Восточное Забайкалье [по Ногоиной, 1964]

Почвы верхней и средней тайги с ярким бурым недифференцированным профилем первоначально рассматривались как подзолистые в свете представлений об обязательности подзолообразования под хвойным лесом или лесом с участием хвойных пород. Многолетними полевыми исследованиями, в том числе с целенаправленным поиском общепринятых признаков оподзоливания, было установлено отсутствие «настоящих» подзолистых почв. Как хорошо известно, главными аргументами в пользу их существования считается наличие иллювиальных кутан и форма профильной кривой гранулометрического состава. При содержании мелкозема меньше 20–30% в почвах горных склонов второй критерий теряет смысл. Присутствие иллювиальных кутан (натечных форм глинистых соединений в терминах 1950-х годов) контролировалось на микроморфологическом уровне (!) и не было обнаружено. Тем не менее (дерново-)подзолистые почвы были выделены на песчаных и грубообломочных породах как особые подзолистые почвы — глубоко промерзающие, а основной фон в почвенном покрове обеих вертикальных подзон тайги составляли почвы с бурым недифференцированным профилем (рис. 11.57).

В описаниях горных мерзлотно-таежных почв, приведенных в монографии, обращает на себя внимание яркость бурой окраски подгумусового горизонта, его комковато-зернистая структура и рассыпчатое сложение, отсутствие оглеения при полной водонасыщенности, наличие либо мерзлоты на глубине около 70–80 см, либо кристалликов



**Рис. 11.57.** Подбур постпигментный, Хамар-Дабан

льда выше (описания в июне–июле) при мощности профиля 30–70 см. На поверхности отмечается мерзлотный микрорельеф. Верхний горизонт мощностью до 10 см может быть назван грубогумусовым по наличию растительных остатков и отношению  $C/N > 20$ . Величины  $pH_{\text{водн}}$  в интервале 4,2–5,3 почти не меняются по профилю. Н.А. Ногина назвала почвы мерзлотно-таежными ожелезненными и доказывала ведущую роль мерзлотных процессов в их генезисе.

Осаждение гидроксидов железа, как известно, препятствует дифференциации профиля, а в забайкальских таежных почвах в силу особенностей атмосферного климата оно имеет место в циклах оттаивания–промерзания кислых временно переувлажненных почв. Наличие железистых пленок по минеральным зернам и агрегатам, наряду с экспериментами по промораживанию, подтвердили возможность криогенного пути образования ряда почвенных свойств (яркая рыжевато-бурая окраска, коагуляционная структура и др.). В терминах «Классификации ...» [2004] мерзлотные ожелезненные почвы могут быть позиционированы в отделе железисто-метаморфических почв. Они были определены И.А. Соколовым и В.О. Таргульяном [1976]<sup>164</sup> как альфегумусовые, т.е. подзолы и подбуры. Как и Н.А. Ногина, они доказывали их «неподзолистую» природу, и альфегумусовый процесс был тогда единственной альтернативой. Разные варианты подбуров показаны для этих территорий на карте Почвы бассейна озера Байкал [2015] масштаба 1:2,5М<sup>165</sup>, составленной почвоведом Бурятии в терминах «Классификации ...» [2004]. Относительно редким случаем оподзоливания (альфегумусового?) представляют собой оподзоленные мерзлотно-таежные почвы Предбайкальской полосы, выделенной Н.А. Ногойной как территории с влажным и холодным климатом за счет влияния Байкала, а ближе к озеру показаны даже подзолы (рис. 11.56, А). В почвах забайкальских высотных спектров оподзоленность сохранена только для почв на легких породах.

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 определяются как дерново-таежные или дерновые метаморфизованные (мерзлотные или глубокопромерзающие). Профиль дерново-таежных почв включает серый гумусовый горизонт мощностью 5–10 см с повышенным содержанием поглощенных оснований, нейтральной реакцией, отношением  $S_{\text{гк}}/C_{\text{фк}}=0,9-1,2$  и ярко-бурый, более кислый переходный к породе

<sup>164</sup> Соколов И.А. Таргульян В.О. О таежных почвах Забайкалья в связи с самобытностью почв мерзлотно-таежной области // Почвоведение. 1976. № 8.

<sup>165</sup> Почвы бассейна озера Байкал. Масштаб 1:2,5М. Авторы: Белозерцева И.А., Убузюнов Л.Л., Бадмаев Н.Б. и др., 2015.

горизонт (ВСт). При щебнисто-суглинистом составе субстрата отчетливы следы криогенной сортировки.

Забайкальские черноземы характеризуются провинциальными особенностями, которые можно сгруппировать по двум параметрам: гумусовому профилю и карбонатам. Их отличия от восточноевропейских «эталонов» отражают суровость климата и режим осадков: совпадение летнего максимума увлажнения с высокими летними температурами. Биохимические процессы образования гумуса происходят очень активно, но в течение короткого времени, темногумусовый горизонт имеет минимальную для черноземов мощность, а содержание гумуса среднее-низкое, что не соответствует фациальному тренду и объясняется преимущественно легким гранулометрическим составом почвообразующих пород в котловинах. Обсуждая гумусовый профиль забайкальских черноземов, Н.А. Ногина определила его следующим образом: по запасам гумуса он соответствует восточноевропейским южным, по содержанию гумуса обыкновенным, по составу гумуса — горным. К этому можно добавить, что к региональным признакам забайкальских черноземов можно отнести еще и мерзлотные клинья — языки (рис. 11.58).

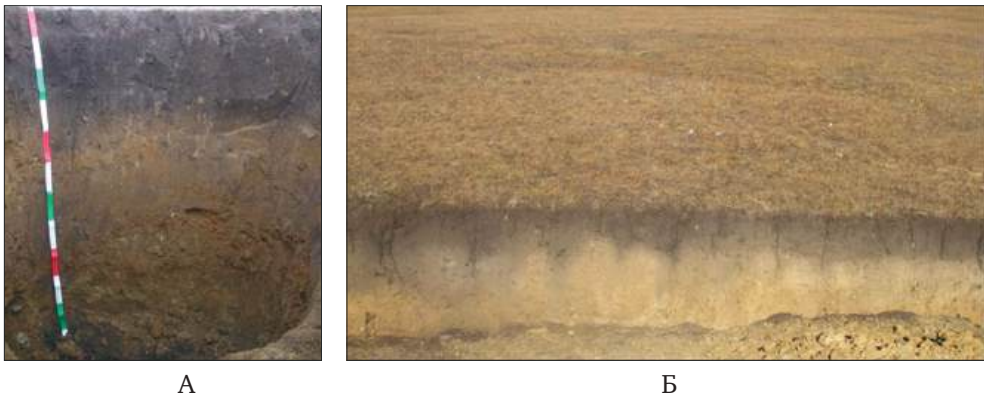


Рис. 11.58. Чернозем обыкновенный: А — профиль, Б — траншея

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 по склонам и осадения на геохимических барьерах периферии современных или прежних котловин.

Лугово-черноземные почвы — черноземы квазиглееватые — приурочены к самым влажным и холодным позициям в забайкальских



**Рис. 11.59.** Каштановая суглинистая почва

профиля и не имеют признаков солонцеватости. Гранулометрический состав супесчаный и легкосуглинистый, и почвы сильно подвержены дефляции.

Содержание карбонатов колеблется в пределах 0,3–5,3%, рН — от слабокислого до слабощелочного (Засоленные..., 2006). Карбонаты в каштановых почвах, как и в черноземах, представлены пропиточными формами, дисперсными по «Классификации ...» [2004], мучнисто-карбонатными по Н.А. Ногиной (1964); к обломкам пород приурочены натечные «бородки» или кутаны, называемые в «Классификации ...» [2004] натечными формами.

В профиле каштановой почвы ясно выделяется гумусовый горизонт «каштанового цвета», т.е. рыжевато-бурый (рис. 11.59). В почвах на песках верхний горизонт бывает ближе по свойствам к светлогумусовому, и каштановые почвы на песках иногда относят к светлогумусовым дисперсно-карбонатным отдела органо-аккумулятивных почв. Диагностика гумусового горизонта может осложняться эоловыми процессами, особенно в южных котловинах (рис. 11.60). По комплексу свойств забайкальские сухостепные почвы слабо соответствуют «эталонам» каштановых почв, как в традиционных представлениях, так и в «Классификации ...» [2004].



**Рис. 11.60.** Каштановая почва с эоловым наносом

котловинах и на прилежащих склонах, чаще всего к тяжелым суглинкам. Несмотря на то, что они формируются под луговыми степями с хорошим задернением, на поверхности прослеживаются морозобойные трещины, иногда образующие полигоны, а в профиле ясно выражена языковатость.

Каштановые и темнокаштановые почвы выделяются во многих котловинах Забайкалья под степями на южных склонах и в днищах, где они сочетаются с каштановыми квазиглееватыми (лугово-каштановыми) почвами. В отличие от восточно-европейских каштановых почв, обычно они не содержат гипса и легкорастворимых солей в пределах

Во многих котловинах Забайкалья встречаются солончаки, даже на севере (Баргузинская, Чарская, Муйская), где они занимают

самые низкие позиции в днищах и на шлейфах. На юге, в Читинской области, распространены соровые солончаки вокруг соленых озер; в составе солей преобладают хлориды и сульфаты (Засоленные..., 2006).

Таким образом, главные закономерности строения сложного и разнообразного почвенного покрова Забайкалья представлены схемой Н.А. Ногинной, в которую внесено еще не очень много изменений и дополнений (рис. 11.56).

Рассмотренные горные области России сильно различаются размерами, сложностью строения и составом почвенного покрова, проявлениями его зональной, высотной и экспозиционной дифференциации.

- Зональная дифференциация ясно выражена на Урале, пересекающем наибольший ряд (под)зон: от типичной тундры до сухой степи; слабее выражена в горах Южной Сибири, расположенных в подтайге или лесостепи на севере и в сухой степи и частично полупустыне на юге. От сухой степи до влажных субтропиков сменяются предгорные ландшафты Кавказа с востока на запад.
- Вертикальная поясность максимально проявляется на Кавказе и на Алтае в связи с абсолютной высотой — до 4500 м н.у.м. и различиями в увлажнении. Верхний пояс в обеих горных системах представлен альпийскими лугами, в отличие от тундр и гольцов в Саянах и Забайкалье. В Горном Крыму и на Полярном и Приполярном Урале набор вертикальных поясов минимален.
- Экспозиционные закономерности ясно выражены в горах Южной Сибири, особенно в Саянах, где на теневых склонах формируются таежные подбуры, в том числе мерзлотные, на соляных — степные каштановые почвы.
- По разнообразию почв выделяется Алтай с широкой гаммой почв под травянистой растительностью, вплоть до криоаридных почв криоксерофитных степей, и под лиственничными и смешанными лесами. Самый однородный почвенный покров характерен для относительно невысоких горных массивов Крыма и Среднего Урала.
- Наиболее распространенными почвами во всех горных системах являются литоземы в сочетании со скальными выходами и каменистыми россыпями. Значительные площади занимают почвы со слабо дифференцированным профилем — буроземы и подбуры, а также органо-аккумулятивные почвы. Почти в каждой горной системе небольшими ареалами встречаются особые, характерные для нее почвы: желтоземы на Кавказе, коричневые в Крыму, дерново-лесные на Южном Урале, дерново-сверхглубокоподзолистые и черноземовидные на Алтае, черноземы криоязыковатые в Забайкалье.

## Литература<sup>166</sup>

### К первой части

*Герасимов И.П.* Генетические, географические и исторические проблемы современного почвоведения. М.: Наука, 1976.

*Глазовская М.А.* Почвы мира. 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. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977.

Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004.

Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008.

*Ливеровский Ю.А.* Почвы СССР. Географическая характеристика. М.: Мысль, 1974.

*Лукашова Е.Н.* Основные закономерности природной зональности и ее проявление на суше Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 1966. № 6.

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

*Фридланд В.М.* Об уровнях организации почвенного покрова и системе закономерностей географии почв // Вопросы географии. 1977. № 104.

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

*Фридланд В.М.* Структура почвенного покрова. М.: Мысль, 1972.

### Ко второй части

*Александровский А.Л.* Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене. М.: Наука, 1983.

*Афанасьева Е.А.* Черноземы Средне-Русской возвышенности. М.: Наука, 1966.

*Базилевич Н.И., Гребенщиков Б.Н., Тишков А.А.* Географические закономерности структуры и функционирования экосистем. М.: Недра, 1986.

*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.: Высшая школа, 1968.

*Геннадиев А.И.* Почвы и время. Модели развития. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990.

*Горячкин С.В.* Почвенный покров Севера. М.: ГЕОС, 2010.

*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.

*Зайдельман Ф.Р.* Подзоло- и глееобразование. М.: Наука, 1974.

*Игнатенко И.В.* Почвы Восточно-Европейской тундры и лесотундры. М.: Наука, 1980.

*Караваева Н.А.* Заболачивание и эволюция почв. М.: Наука, 1982.

---

<sup>166</sup> В списке приведены наиболее известные работы по общим вопросам географии и генезиса почв, рекомендуемые студентам. Ссылки на конкретные региональные публикации или на статьи о малоизученных почвах приведены в сносках в тексте.

- Карпачевский Л.О., Алябина И.О., Захарихина Л.В., Макеев А.О., Маречек М.С., Радюкин А.Ю., Шоба С.А., Таргульян В.О. Почвы Камчатки. М.: ГЕОС, 2009.
- Ковда В.А. Почвенный покров, его улучшение, охрана и использование. М.: Наука, 1981.
- Лебедева И.И. Черноземы Восточной Европы. Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. М., 1992.
- Ногина Н.А. Почвы Забайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1964.
- Носин В.А. Почвы Тувы. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Почвенный покров и земельные ресурсы Российской Федерации. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева; РОСНИИЗЕМПРОЕКТ, 2001.
- Соколов И.А. Вулканизм и почвообразование (на примере Камчатки). М.: Наука, 1973.
- Таргульян В.О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М.: Наука, 1971.
- Тонконозов В.Д. Автоморфное почвообразование в тундровой и таежной зонах Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин. РАСХН, Почв. ин-т им. В.В. Докучаева. М., 2010.
- Черноземы СССР / Ред. В.М. Фридланд, И.И. Лебедева. М.: Колос, 1974.
- Элементарные почвообразовательные процессы. Опыт концептуального анализа / Ред. Н.А. Караваева, С.В. Зонн. М.: Наука, 1992.

## Карты и атласы

- Атлас Арктики. М.: ГУГК, 1985.
- Государственная Почвенная карта СССР масштаба 1:1М.
- Зоны и типы поясности растительности России и сопредельных территорий. Масштаб 1:8М / Ред. Г.Н. Огуреева. М., 1999.
- Национальный атлас Арктики. М.: Роскартография, 2017.
- Национальный Атлас почв Российской Федерации. М.: Астрель, 2011.
- Национальный атлас России. М.: Роскартография. Т. 1, 2004; Т. 2. 2007.
- Почвенная карта РСФСР. Масштаб 1:2,5М / Ред. В.М. Фридланд, В.В. Егоров, Е.Н. Руднева. М.: ГУГК, 1988.
- Почвенная карта Российской Федерации и сопредельных государств. Масштаб 1:4М / Авторы И.П. Гаврилова, М.И. Герасимова, М.Д. Богданова. Научн. консультант М.А. Глазовская. М.: Роскартография, 1995.
- Почвенная карта Северо-Востока Евразии. Масштаб 1:2,5М /Автор Е.М. Наумов. Укргеодезкартография, 1993.
- Почвенно-географическое районирование СССР. Масштаб 1:8М / Ред. Г.В. Добровольский, И.С. Урусевская, Н.Н. Розов. М.: ГУГК, 1983.
- Почвенно-экологическое районирование Российской Федерации. Масштаб 1:8М / Ред. И.С. Урусевская. М., 2019.
- Экологический атлас России. СПб.: Карта, 2002.
- Экологический атлас России. М.: Феория, 2017.

*Учебное издание*

*Серия «Классический университетский учебник»*

**Герасимова** Мария Иннокентиевна

**Богданова** Мария Данииловна

**Смирнова** Мария Андреевна

## **ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ РОССИИ**

Учебник

2-е издание, переработанное и дополненное

Редактор, корректор *И. В. Краснослободцева*

Художественное оформление *А. В. Лучанская*

Верстка и подготовка иллюстраций *М. Б. Лепина*

Подписано в печать 04.09.2025. Формат 70×100/16. Бумага офсетная. Уч.-изд. л. 24,6. Усл. печ. л. 27,3.

Тираж 150 экз. Изд. № 12856. Заказ №



**ИЗДАТЕЛЬСТВО  
МОСКОВСКОГО  
УНИВЕРСИТЕТА**

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, стр. 15

Тел.: (495) 939-32-91; e-mail: [secretary@msupress.com](mailto:secretary@msupress.com)

<https://msupress.com>. Отдел реализации:

тел.: (495) 939-33-23; e-mail: [zakaz@msupress.com](mailto:zakaz@msupress.com)

Отпечатано в типографии ООО «ВЕКТОР-ПРИНТ». 650021, г. Кемерово, ул. Стахановская 1-я, д. 39 а, оф. 211.  
Тел.: +7 (3842) 63-60-00