

638.48

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

ПРОЦЕССЫ ПОЧВО- ОБРАЗОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВ

Ответственные редакторы

доктор географических наук В.О. ТАРГУЛЬЯН,
доктор географических наук А.А. ВЕЛИЧКО

638.48 | 1331
Процессы
почвообразования
и эволюция почв
1985

-1331-27



МОСКВА
"НАУКА"
1985

Процессы почвообразования и эволюция почв. — М.: Наука, 1985.

Книга посвящена вопросам изучения генезиса почв с использованием процессно-эволюционного подхода — интерпретации генетического профиля почв как совокупного результата меняющихся во времени сочетаний элементарных почвообразовательных процессов (ЭПП). Рассматриваются проблемы расчленения современных и древних признаков и ЭПП в почвах и корах выветривания; диагностика современных естественных и антропогенных ЭПП в почвах; голоценовая эволюция ЭПП и свойств почв в гумидных и субгумидных регионах СССР.

Табл. 49. Ил. 31. Библиогр. 390 назв.

Рецензенты:

Т.Д. МОРОЗОВА, В.М. ФРИДЛАНД

ПРОЦЕССЫ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВ

Утверждено к печати Институтом географии АН СССР

Редактор издательства А.А. Фролова
Художник С.Б. Генкина. Художественный редактор Л.В. Кабатова
Технический редактор М.К. Серегина. Корректор Т.И. Шеповалова

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 28907

Подписано к печати 23.04.85. Т — 03429. Формат 60 × 90 1/16
Бумага офсетная № 1. Гарнитура Пресс-Роман
Печать офсетная. Усл.печ.л. 15,5. Усл.кр.-отт. 15,6. Уч.-изд.л. 20,3
Тираж 1100 экз. Тип. зак. 267. Цена 3р. 10к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

Посвящается 80-летию
академика И.П. ГЕРАСИМОВА

ВВЕДЕНИЕ

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕОРИИ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ И ЭВОЛЮЦИИ ПОЧВ

Настоящая книга написана сотрудниками отдела географии почв и геохимии ландшафта Института географии АН СССР. Она посвящается 80-летию основателя этого отдела и его бессменного руководителя — академика Иннокентия Петровича Герасимова. Эта книга не является традиционным юбилейным изданием, а представляет собой "мгновенный", временной, срез некоторых основных направлений и итогов работы нашего коллектива.

Нам кажется, что благодаря именно этому читатель сможет объективно оценить степень глубокого и неформального влияния концепций И.П. Герасимова, развиваемых в области почвоведения, на исследовательские работы почвоведов-географов. Влияние это глубокое и разностороннее и прежде всего оно выражается в формировании широкого географо-генетического научного мировоззрения коллектива, основанного на творческом развитии И.П. Герасимовым коренных и глубинных идей докучаевского почвоведения: неодокучаевской парадигмы почвоведения, концепции элементарных почвообразовательных процессов, концепции глобальной географии почв, их эволюции и динамики в пространстве и времени.

Развитие И.П. Герасимовым этих идей в почвоведении является прямым продолжением научной "эстафеты" В.В. Докучаева, В.И. Вернадского, К.Д. Глинки, С.С. Неуструева, Б.Б. Полынова, которые считали почвоведение не просто одной из прикладных наук, а фундаментальной наукой об одном из важнейших компонентов географической оболочки и биосферы Земли — почве как природном и природно-антропогенном теле. Эта общность и преемственность взглядов выражается в понимании почвы не только как корнеобитаемого и плодородного слоя земной суши, но и как "всюдного" (по В.И. Вернадскому) особого естественноисторического тела, непосредственной зоны контакта и взаимодействия биосферы и геосферы, продукта и "зеркала" любых природных или природно-техногенных ландшафтов и геосистем генетического образования на поверхности Земли, выполняющего многочисленные и разнообразные функции в географической оболочке: литолого-геоморфологические, ландшафтно-геохимические, экологические, гидрологические и др.

Такое понимание почвоведения и его места среди наук о Земле, развиваемое И.П. Герасимовым на протяжении всей его научной деятельности, подразумевает нормальное для всякой науки разделение на фундаменталь-

ное теоретическое ядро и прикладные отрасли. При этом важно их разумное сочетание, когда теоретические и прикладные разделы единой науки не противопоставляются и не подменяют друг друга, а образуют плодотворное сочетание и синтез. Особенно важно это сейчас, когда почвоведение получает быстро растущие "социальные заказы" в области и прикладных, и теоретических разделов.

Современный этап развития теоретического почвоведения в СССР характеризуется усилением интереса к двум фундаментальным концепциям, лежащим в основе докучаевского географо-генетического подхода к почвам. Первая из них — концепция почвообразовательного процесса как комбинации элементарных или частных почвообразовательных процессов (ЭПП) — является основой современных представлений о сущности и иерархии механизмов почвообразования. До настоящего времени именно эта концепция позволяет расшифровывать статику почвенного профиля и давать процессную интерпретацию имеющимся фактам о факторах почвообразования и свойствах почв на основе формулы: факторы почвообразования → почвообразовательные процессы → почвенные тела. Важной тенденцией в развитии этой концепции на современном этапе является переход к систематическому изучению ЭПП как в теоретическом, так и в экспериментальном планах.

Вторая концепция — эволюция почв — одна из наиболее дискуссионных в мировом почвоведении. Она пережила как периоды чисто дедуктивных построений, так и периоды фактологических регистраций различных превращений почв без процессной интерпретации. Сейчас в связи с развитием концепции ЭПП проблема эволюции почв занимает вполне определенное место в общей теории генетического почвоведения как проблема "прочтения" или расшифровки временной последовательности становления и изменения почвенных свойств и формирующих их ЭПП в меняющейся природной и природно-антропогенной среде.

Синтез этих двух концепций в общей теории генезиса и географии почв представляется очевидным и чрезвычайно перспективным. Генетическое познание почвенного тела или почвенного покрова заключается: а) в выявлении набора, сочетания и интенсивности основных ЭПП, сформировавших данную почву (покров); б) в выявлении последовательности смен свойств почв и сформировавших их ЭПП во времени, т.е. выявлении изменений набора, сочетания и интенсивности ЭПП за период от нуля-момента почвообразования до момента изучения данной почвы (почвенного покрова).

Такая постановка вопроса, конечно, является максималистской, это скорее ориентир для географо-генетических исследований, указывающий цель, к которой следует стремиться, чем реальность сегодняшнего почвоведения. В предлагаемой читателю книге такая постановка проблемы тоже далеко не реализована: она составляет "подводную часть айсберга", идейную базу большинства исследований, но нигде еще не решена полностью. В разных разделах и на разнообразном географическом материале в книге исследуются пока лишь отдельные фрагменты этой синтетической процессно-эволюционной теории. Требуется гораздо большие усилия и накопление несравненно большего фактического и идейного багажа, чтобы такая теория была построена.

Ограниченность выбора натуральных объектов, а также другие методические и технические трудности осложняют логически последовательное индуктивное построение такой теории генезиса почв (от эксперимента через частные закономерности к общей теории), в связи с чем возрастает роль дедуктивных построений. При этом особое значение приобретает концепция элементарных почвообразовательных процессов, активно развиваемая в последние годы И.П. Герасимовым. Сущность ее широко известна. Она успешно применяется для целей систематизации и классификации почв мира, при рассмотрении генезиса отдельных групп почв, а также при анализе конкретных почвенных профилей. Концептуальные сходные построения последнее время применяются во Франции, США, ГДР и многих других национальных школах почвоведения.

Это позволяет считать, что концепция ЭПП уже теперь является важным инструментом исследования генезиса почв. Однако нельзя считать, что сама эта концепция и пределы ее эффективного применения определились с необходимой ясностью. Достаточно сказать, что до сих пор отсутствует общепризнанное определение ЭПП (или аналогичных процессов этого уровня) и роль интуитивных критериев в выделении ЭПП, определении их объема и иерархии еще очень велика.

В методическом плане предстоит выяснить, может ли концепция ЭПП рассматриваться в качестве универсального инструмента процессной трактовки не только сравнительно изученных почв, но и выдвижения процессных гипотез о генетически неизученных почвах. Далее, может ли концепция ЭПП применяться не только к группам почв высокого таксономического ранга, но и низкого ранга, не только к глобальным, но и региональным и локальным задачам генетико-географических исследований.

Ответ на эти вопросы зависит от природы ЭПП. В этой связи могут быть сформулированы две альтернативные гипотезы. "Сильная" гипотеза заключается в том, что ЭПП представляет собой некую целостность, т.е. систему взаимосвязанных более элементарных явлений и реакций ("микропроцессов", по А.А. Роде), причем систему, ядро которой относительно устойчиво в определенной "факторной области", т.е. в некотором диапазоне изменения факторов почвообразования. "Слабая" гипотеза заключается в том, что "факторная" область устойчивости ЭПП как системы определенных микропроцессов отсутствует, т.е. практически любое изменение факторов почвообразования вызывает существенную перестройку микропроцессорной структуры номенклатурно единого ЭПП.

Работы, представленные в настоящем сборнике, основываются скорее на "слабой гипотезе" ЭПП, корректность которой не вызывает сомнений. Вместе с тем имеются попытки сделать шаг в сторону "сильной гипотезы", по крайней мере в отношении некоторых ЭПП (раздел Ф.И. Козловского).

Опыт экспериментального изучения почвенных режимов, а также мезо- и микронеоднородности почвенной массы показывает, что, быть может, наиболее важной особенностью "жизни" почвы является именно возможность сосуществования в ней самых различных, в том числе противоположных, явлений и процессов, что обеспечивается их разъединением в пространстве и времени. Поэтому в вопросах генезиса почв важно не только установление возможности или даже наличия какого-либо частного физико-химического или биологического микропроцесса или ЭПП, но и выясне-

ние его реального "веса" в совокупности других профилеобразующих процессов, а также хронологии и длительности его действия.

В последние годы с развитием мезо- и микроморфологических методов наметился новый этап развития традиционного сравнительно-аналитического метода, который можно назвать сравнительным морфоструктурно-аналитическим. Его характерной особенностью является полнота изучения отношений морфология — состав — свойства на всех уровнях организации почвы как особого природного тела: от первичных частиц до почвы в целом и даже с охватом ближайших уровней организации почвенного покрова (катены).

Перспективность такого подхода к изучению генезиса определяется разнообразием и достаточной устойчивостью морфологических следов многих элементарных явлений и процессов, вносящих свой вклад в почвообразование. Многообразие подобных признаков, как правило, увеличивает информацию об отношениях породивших их элементарных процессов типа наложения, консервации, частичного стирания. При последовательной расшифровке генетической "криптограммы", записанной в морфологических структурах почвы и их составе, можно извлечь существенно большую информацию о характере и последовательности процессов ее формирования, чем при традиционном сравнении усредненных характеристик генетических горизонтов почвы. Поэтому в области генезиса почв морфоструктурно-аналитический метод хотя и не дает, как правило, безусловно утвердительных ответов, все же обладает значительно большей разрешающей способностью по сравнению с традиционным как для обоснования выдвигаемых гипотез, так и для исключения маловероятных, не совместимых с деталями структурной организации почвы.

Элементы сравнительного морфоструктурно-аналитического подхода читатель найдет также в разделах А.И. Ромашкевич, Н.А. Караваевой, Т.А. Соколовой, Л.К. Целищевой, А.Г. Бириной и А.В. Куликова.

Наиболее привлекательным вариантом морфоструктурно-аналитического метода является балансовый. Он является единственным способом диагностики процессов, сопровождаемых полным стиранием морфологических признаков, особенно при разрушении и выносе вещества, процессов, идущих с добавлением в почву сходного вещества. К сожалению, применение балансового подхода даже при морфоструктурном анализе профиля часто встречает серьезные принципиальные и технические трудности: литологическая неоднородность исходной породы, отсутствие надежных компонентов-свидетелей и др. Элементы балансового подхода рассмотрены в разделах А.Г. Бириной и А.В. Куликова, Б.А. Ильичева и В.О. Таргульяна.

Большой круг проблем в географо-генетическом почвоведении связан непосредственно с эволюцией почв, с разным пониманием историзма и актуализма в почвоведении.

Еще сравнительно недавно большинство географо-генетических работ основывалось на упрощенном актуалистическом факторно-свойственном подходе к анализу соотношений почв и факторов почвообразования. При этом допускалось, что изучаемая почва сформировалась в наблюдаемой природной среде — данном естественном биоценозе, климате, рельефе.

Несмотря на то что необходимость учета явлений эволюции среды и соответствующей эволюции почв была осознана еще на заре научного

почвоведения и неоднократно подчеркивалась Н.М. Сибирцевым, С.С. Неуструевым, К.Д. Глинкой, Б.Б. Плыновым, И.П. Герасимовым, В.А. Ковдой, А.А. Роде, М.А. Глазовской и другими, реализовать эту идею в практике географо-генетических исследований эмпирически, а не дедуктивно удавалось сравнительно редко. Лишь в последнее время в связи с активным развитием палеогеографии и палеопочвоведения плейстоцена и голоцена генетическое почвоведение получает, наконец, реальную фактологическую базу и возможность изучения действительных временных соотношений почв и факторов почвообразования в ходе их развития.

По-видимому, можно сказать, что в советском и зарубежном генетическом почвоведении наблюдается тенденция к постепенному синтезу "чистого" актуалистического и историко-эволюционного подходов и к выработке более гибкого и глубокого эволюционно-актуалистического сравнительно-географического подхода в исследовании генезиса почв. Однако при несомненной привлекательности и перспективности подобного подхода необходимо реально оценивать значительные трудности, стоящие на пути его практического применения. Они связаны прежде всего с неполнотой исторической почвенно-ландшафтной летописи, во многом соизмеримой с неполнотой геологической летописи. Не менее существенны и трудности методико-технического плана.

Наконец, существенное затруднение заключается в специфической сложности генетического анализа полигенетичных почв, т.е. почв, прошедших длительный путь эволюции, к которым относится подавляющее большинство известных нам естественных почв, развивающихся в течение, как минимум, голоцена. Только теперь мы начинаем осознавать, что эволюция почв, как правило, не исчерпывается наложением свойств почвы, отвечающей более поздним условиям почвообразования, на старый профиль с усилением или стиранием определенных свойств. Исходная материнская порода, так же как "исходный" профиль почвы, в случае эволюции далеко не всегда оказывается пассивным материалом для нового почвообразования. Нередко они служат своеобразной матрицей, влияющей на последующее почвообразование. Поэтому многие (если не все) полигенетичные почвы, пережившие эволюцию природных обстановок, не являются простой суммой наложенных моногенетических профилей, отвечающих каждый своему этапу эволюции природной среды. Полигенетичные почвы — это сложные тела, результат неаддитивной и гетерохронной эволюции природной среды и почвообразовательных процессов.

Выявление черт, обусловленных полигенезом или эволюцией почв, средствами одного только сравнительного анализа, пусть даже историко-географического, является весьма трудной задачей, быть может, не всегда разрешимой. Однако уже сейчас проблема эмпирического исследования эволюции почв в разных ее аспектах ставится на повестку дня, и настоящая книга — одна из попыток такого исследования.

В принципе современные дневные, т.е. экспонированные на сегодняшней дневной поверхности суши, почвы могут быть результатом эволюции почвообразовательных (и шире — гипергенных) процессов в течение очень разных интервалов времени. Соответственно разновозрастными могут быть и наблюдаемые сейчас в дневных почвах признаки и свойства. Конечно идеалом генетического анализа почвенного тела является полная процессная

и хронологическая расшифровка всей комбинации почвенных свойств. Однако на современном этапе кажется более реалистичным скромнее сформулировать задачу, а именно: попытаться на конкретных примерах эмпирически изучить роль и "вес" разных временных интервалов в эволюции современных дневных почв: 1) доголоценового (включая плейстоценовые и доплейстоценовые периоды коро- и почвообразования); 2) голоценового (включая отдельные этапы голоцена и весь голоцен в целом); 3) собственно субатлантического этапа эволюции почв в естественных условиях (современное естественное почвообразование в узком смысле); 4) антропогенного, принципиально нового этапа, характеризующегося резкой интенсификацией воздействия человека непосредственно на почвы.

В связи с этим возможна следующая группировка современных дневных почв, помогающая последующему эмпирическому их изучению с эволюционных позиций: а) почвы, образованные процессами всех четырех интервалов, от доголоценового до антропогенного (внетропические почвы на древних корях выветривания, многие тропические ферраллитные почвы); б) почвы, образованные процессами нескольких временных интервалов, начиная с голоценового, включая или исключая антропогенный (большинство почв гляциальных и перигляциальных областей суши и другие); в) молодые почвы, развитые на датированных субатлантических или близких по возрасту поверхностях и породах (почвы молодых вулканических лавовых иллувиальных областей, почвы археологических и исторических датированных субстратов), г) сверхмолодые почвы на территориях современной рекультивации (обвалы, карьеры и т.д.).

Эта задача реализована в книге частично. В разделе, написанном А.В. Куликовым и В.О. Таргульяном, рассматривается влияние древнего доголоценового и доплейстоценового корообразования на гранитоидах на современные коры выветривания и почвы таежно-лесных территорий Восточной Сибири и Дальнего Востока. Н.Я. Марголиной и Б.А. Ильичевым разработана схема голоценовой эволюции целинных черноземов лесостепи центра Русской равнины; Н.А. Караваевой с соавторами рассматривается эволюция отдельных ЭПП и почв в южной тайге Западной Сибири.

Наибольший практический интерес и наибольшие возможности для строго экспериментального исследования представляет изучение эволюции почв при антропогенных воздействиях. Последние можно рассматривать как результат гигантского эксперимента, запланированного или стихийного, имеющего как положительные, так и отрицательные (в том числе непредвиденные) результаты. Разнообразные антропогенные воздействия, особенно нарастающие за последние десятилетия, на огромных территориях вывели почвы и ландшафты из природного квазиравновесного состояния, дав им импульс к эволюции, что сделало возможным наблюдение в натуре ряда наиболее динамичных почвообразовательных процессов. Некоторые подобные закономерности развития антропогенных процессов в почвах рассматриваются Ф.И. Козловским, А.И. Ромашкевич.

Однако и на этом пути имеются существенные трудности. Наиболее значительная среди них — малая скорость изменения ряда важных свойств почвы, прежде всего гранулометрического и минералогического состава, что исключает изучение многих важных процессов в натурном эксперименте. В некоторых случаях такие трудности удастся обойти, пользуясь специфиче-

ческими объектами, характеризующимися повышенной сенсорностью к изучаемому процессу. Вариант такого подхода использован Б.А. Ильичевым и В.О. Таргульяном при изучении процессов золотого поступления вещества в почвы. Однако более широкое использование этого подхода не всегда и не везде возможно ввиду частого отсутствия чистых объектов и почв-эталонов.

Таким образом, материалы настоящей книги при всем их тематическом и региональном разнообразии объединяет общность идейного подхода, а именно: изучение процессов почвообразования с целью выяснения генезиса и эволюции почв; применение концепции ЭПП как теоретической основы и инструмента изучения почвообразовательных процессов; поиск эффективных методических путей изучения и диагностики ЭПП; стремление конкретизировать саму концепцию ЭПП в ходе ее применения к решению генетических задач регионального или локального масштаба.

Отсутствие универсальных методических подходов к изучению генезиса и эволюции почв и самих ЭПП приводит к разнообразию применяемых методов, среди которых традиционные методы все еще доминируют. На современном этапе развития географо-генетического почвоведения это естественно и неизбежно. Начавшаяся эволюция взглядов и методическое перевооружение исследователей, вероятно, будут долгими и нелегкими. Если настоящая книга сможет в какой-то мере содействовать этому процессу, усилия авторского коллектива будут оправданы.

Как поймет читатель из посвящения и введения, эта книга готовилась коллективом отдела географии почв и геохимии ландшафта Института географии при жизни академика И.П. Герасимова — директора Института и идейного руководителя отдела. Она была задумана как творческий отчет, приуроченный к 80-летию юбилею своего учителя, который должен был состояться 9 декабря 1985 г. Жизнь, однако, распорядилась по-другому. 30 марта 1985 г. академик И.П. Герасимов безвременно скончался. Это горестное событие многое изменило: из книги, посвященной юбилею учителя, она превратилась в первую дань светлой его памяти.

Книга находилась уже в наборе, что исключило возможность написания введения, посвященного его памяти и анализирующего выдающийся и разносторонний вклад И.П. Герасимова в почвоведение. Мы не стали ничего менять в тексте книги, считая, что она — посвящение выдающемуся ученому, идеям которого, глубоко актуальным сегодня, предстоит еще долгая и активная жизнь в науке будущего.

СОВРЕМЕННЫЕ ЕСТЕСТВЕННЫЕ И АНТРОПОГЕННЫЕ ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ ДИАГНОСТИКА

НЕКОТОРЫЕ ФОРМЫ ЭЛЕМЕНТАРНОГО ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНОГО ПРОЦЕССА ЗАСОЛЕНИЯ В ОРОШАЕМЫХ ПОЧВАХ¹

Одной из основополагающих концепций современного теоретического почвоведения является концепция элементарных почвообразовательных процессов — ЭПП (Герасимов, 1973). Она с успехом применяется при решении глобальных задач генезиса, классификации и географии почв (Герасимов, 1980). Не подлежит сомнению, что эта концепция перспективна и при решении региональных задач.

Однако следует отметить, что с точки зрения задач изучения антропогенного почвообразования и региональной географии почв теория ЭПП в настоящее время разработана недостаточно. В этом отношении основной теоретико-методической проблемой, по нашему мнению, является разработка методов качественного анализа форм ЭПП и количественного их представления.

Не подлежит сомнению, что в глобальных масштабах однотипным и одноименным ЭПП свойственно значительное разнообразие, без учета которого любая модель генезиса или эволюции конкретной почвы, выраженная на "языке ЭПП", даст лишь грубую схему реального процесса. Это обстоятельство побудило нас обсудить вопрос о путях качественного и количественного изучения внутреннего разнообразия ЭПП на примере хотя бы одного из них. В качестве такого "модельного" выбран ЭПП нейтрального засоления почвы.

Представляется целесообразным обсудить вопрос о модификациях ЭПП в двух планах: обобщение общеизвестных фактов и закономерностей, относящихся к ЭПП засоления, и изучение и осмысливание двух конкретных форм этого ЭПП. В соответствии с этим на примере ЭПП засоления рассмотрим вначале более общие вопросы перспектив применения макро- и микроподхода (Ляпунов, 1970) к анализу форм ЭПП.

В первом случае ЭПП (макроподход) описывается по итогам его проявления в почве, без рассмотрения "механизма". Специфика исследуемого процесса выявляется посредством сравнения его с другими ЭПП. Такой путь, в частности, используется И.П. Герасимовым (1973, 1975). Теоретически возможен и другой путь (микроподход), основанный на рассмотрении физико-химических и биологических механизмов процессов, составляющих ЭПП, и их структуры, т.е. упорядоченности в пространстве и времени.

¹ Раздел написан при участии В.В. Мясникова.

Мы начнем с рассмотрения макроподхода к ЭПП засоления, затем рассмотрим и микроподход.

Анализ ЭПП засоления—рассоления на уровне макроподхода. Процесс засоления—рассоления является одним из немногих ЭПП, в отношении которых не возникает сомнения в самостоятельности и специфичности. Однако уже в трактовке объема и границ этого понятия среди исследователей нет единства. И.П. Герасимов (1973, 1975) рассматривает засоление—рассоление как единый ЭПП, включающий на правах "подпроцессов" солончаковый, солонцовый процессы и осолодение. Объединение засоления и рассоления в едином понятии предусматривает и схема американских авторов (Боул, Хоул и др., 1977). Напротив, А.А. Роде (1971), Б.Г. Розанов (1983), М.А. Глазовская (1981) рассматривают засоление и рассоление в качестве самостоятельных ЭПП, причем последние два автора относят их даже к различным генетическим категориям процессов (гидрогенно-аккумулятивным и элювиальным соответственно).

Нет единства во взглядах на границы соответствующих понятий. Так, И.П. Герасимов, А.А. Роде, С. Боул с соавторами в понятие засоления (или рассоления) включают не только накопление (или соответственно вынос) легкорастворимых солей, но также гипса и карбонатов, тогда как Б.Г. Розанов рассматривает эти процессы в качестве самостоятельных ЭПП.

Такие разногласия, по нашему мнению, являются следствием недостаточной разработанности общих принципов систематики ЭПП. Поэтому в нашу задачу входит также уточнение объема и границ понятия ЭПП засоления и обоснование принятых решений. В связи с этим необходимо вернуться к анализу исходных положений концепции ЭПП. В основе ее лежит представление о том, что существенные черты почвенного профиля, прежде всего горизонтное его строение и основные свойства горизонтов, могут быть представлены как результат преобразования горной породы или исходной почвы ограниченным числом относительно самостоятельных процессов изменения минеральной и органической частей почвы, выноса и накопления различных веществ и тел, поступающих в почву и образующихся в ней, переорганизации почвы и других генетически значимых явлений.

Термин "элементарный" в данном случае не означает простоты. Каждый ЭПП состоит из множества "слагаемых, физических, химических, биологических микропроцессов" (А.А. Роде), которые, сочетаясь, обуславливают циклическую обратимость или "почти обратимость" большинства почвенных режимов в годовом и отчасти многолетнем циклах. Лишь некоторые из таких циклов, например годовой цикл миграции солей в засоляющейся почве, приводят к "остаточному эффекту", который и может рассматриваться как "элементарный шаг" ЭПП засоления. Следовательно, термин "элементарный" означает лишь качественную однородность остаточных эффектов, последовательность которых дает в конце концов существенное качественно специфическое изменение почвенного профиля.

Термин "самостоятельный" означает возможность встретить данный ЭПП в сочетании с другими ЭПП в разных почвах без утраты его специфики, но, разумеется, с возможностью взаимных влияний различных ЭПП.

Такой обобщенный подход к описанию почвообразования оправдывается прежде всего тем, что очень значительное разнообразие природных и

антропогенно преобразованных почв может быть сведено к комбинациям результатов сравнительно небольшого числа составляющих (ЭПП) без существенной потери генетической информации.

Естественным и наиболее желательным было бы, конечно, теоретическое обоснование объема и границ каждого ЭПП, однако, как мы видели, даже в случае засоления — простейшего среди ЭПП, эта задача оказывается достаточно сложной. Сложность ситуации заключается в отсутствии каких-либо видимых препятствий для "дробления" ЭПП на все более узкие классы, причем такое дробление у некоторых авторов уже сейчас представляется чрезмерным. При дальнейшем развитии тенденции дробления ЭПП, обычной в науке, буквально с каждым измеримым свойством почвы может быть сопоставлен самостоятельный ЭПП. Если бы это случилось, то вся концепция ЭПП свелась бы к чисто терминологической конструкции, полностью дублирующей классификацию почв по их свойствам. Для предотвращения подобного нежелательного развития должны быть выработаны критерии целостности или замкнутости ЭПП, которые достаточно эффективно разделяют наиболее крупные категории почвообразовательных процессов, но в то же время допускают и даже требуют некоторого качественного разнообразия форм, объединяемых в понятие единого ЭПП.

С точки зрения логики такая конструкция может быть содержательной и непротиворечивой, если потребовать, чтобы в отличие от ЭПП, которые могут сочетаться между собой в данной почве в каждый данный момент времени, различные формы одного и того же ЭПП сочетаться не могут, так что каждый ЭПП в каждый момент времени может быть представлен не более чем одной своей формой.

Таким образом, вопрос о формах ЭПП и их характеристике, поставленный в этой статье, приводит к более общему вопросу о критериях выделения и ограничения ЭПП и их форм среди реального разнообразия почвообразовательных процессов.

С точки зрения системного подхода (Ляпунов, 1970) решение этих вопросов можно искать на путях макроподхода либо микроподхода.

К первому отнесем поиски критерия разделения ЭПП по их проявлениям в генетических свойствах почв без анализа реальных составляющих процессов. Последние представляют содержимое "черного ящика", конечного состояния почвы "на выходе" почвообразовательных процессов, которые представлены совокупностью достигнутых (статичных) свойств почвы.

Ко второму подходу относится рассмотрение хода реальных частных процессов, определяющих причинную связь и взаимозависимость формируемых в процессе почвообразования свойств, т.е. в данном случае поиск критериев сходства и различия ЭПП и их форм по внутренней структуре слагающих их процессов. Далее мы покажем желательность сочетания обоих подходов, однако вначале рассмотрим их отдельно.

Перспективным путем уточнения списка и границ ЭПП при макроподходе является не кардинальный пересмотр сложившихся представлений на базе некоторого математического формализма, а последовательное улучшение системы ЭПП, основанной на обобщении имеющихся генетических и эволюционных построений. Мы полагаем, что наилучшим исходным приближением является система ЭПП, предложенная И.П. Герасимовым

(1973). Формальный анализ на уровне макроподхода может быть полезен при ее улучшении в двух отношениях: 1) формулировки критериев самостоятельности ЭПП и использования их для контроля правильности переопределения некоторых ЭПП; 2) построения методики экспериментального изучения форм ЭПП, используемой далее для проверки концепции способом практической ее реализации.

Основными предпосылками развития указанного выше математического формализма является выражение ЭПП через приращение во времени некоторой физической величины, которую назовем основным диагностическим показателем (ОДП) данного ЭПП. ОДП представляет собой одномерную (скалярную) или многомерную (векторную) величину.

С математической точки зрения принятые концепции ЭПП как способа "разложения" сложного почвообразовательного процесса на элементарные составляющие в изложенной выше эскизной формулировке равносильно признанию, что многообразие генетических признаков почв представляет собой линейное векторное пространство, в которое может быть введен "базис", т.е. совокупность координат этого пространства, причем координатные величины представляют собой ОДП. Это означает, что каждая почва представляется точкой в таком пространстве. Тогда почвообразовательный процесс описывается изменением положения точки в пространстве. Совершенно очевидно, что изменение происходит непрерывно, в связи с чем генезис и эволюция почвы изображаются непрерывной траекторией — линией в пространстве с координатами ОДП.

Подобное "почвенно-генетическое пространство" является многомерным (во всяком случае, более чем трехмерным). Это лишает возможности наглядно представить его, но с математической точки зрения не вносит никаких новых проблем по сравнению с представлением линии в трехмерном пространстве при условии, что координаты (ОДП) взаимонезависимы, т.е. любая из величин ОДП не может быть представлена через сочетание других величин ОДП.

Скорость почвообразовательного процесса в таком пространстве выражается, очевидно, полной производной от генетического состояния почвы по времени, а скорость отдельного ЭПП — частной производной от соответствующего ОДП по времени. Подобный формализм является дальнейшим развитием известной общей модели почвообразования Г. Иенни (1948), от которой он отличается допущением возможности введения "естественного" (привилегированного) базиса из ОДП, признанием в качестве основного объекта генетического анализа совокупности *приращений*, а не интегральных величин ОДП и, наконец, отказом от рассмотрения внешних факторов почвообразования в качестве универсальных координат состояния почвенной системы.

Такое представление генезиса почв позволяет сформулировать основные требования к ЭПП и ОДП. Среди них следует различать общесистемные и индивидуальные, предъявляемые к каждому предполагаемому ЭПП.

К общесистемным требованиям относятся взаимонезависимость ОДП, полнота описания генетико-эволюционных изменений системой ЭПП и специфичность каждого ОДП в системе. Рассмотрим эти требования.

Взаимонезависимость ЭПП. Следует различать физическую и почвенно-генетическую независимость ОДП, представляющих ЭПП.

Первая означает, что разные ОДП выражаются различными физическими величинами, допускающими хотя бы в принципе независимую изменчивость, т.е. варьирование одной величины при постоянстве другой. Например, физически возможны любые взаимные изменения содержания гумуса и минеральной илистой фракции, поэтому данные величины физически взаимонезависимы. Однако в реальной обстановке почвообразования такая независимость не выдерживается: если на фоне высокого содержания минеральной илистой фракции возможно самое широкое варьирование гумуса, то при низком ее содержании (т.е. на песчаном субстрате) гумус не достигает сколько-нибудь высоких значений¹. Общесистемные требования относятся именно к физической независимости ОДП. Почвенно-генетическая независимость или, наоборот, зависимость отдельных ЭПП и их сочетаний отражает действие глобальных почвенно-геохимических законов и региональных закономерностей почвообразования. Выявление этих закономерностей в конечном счете является целью теоретических исследований и поэтому на них никаких априорных ограничений не налагается.

Полнота описания любых процессов почвообразования системой ЭПП относительна, поскольку абсолютная полнота исключает любую неопределенность взаимосвязей факторов, процессов и свойств почвы. Мы полагаем, что в системах, подобных почве, всегда имеется некоторая принципиально неустраняемая неопределенность отношений в указанной "триаде". Поэтому речь может идти об описании системой ЭПП лишь некоторого генетического "ядра" — совокупности взаимосвязанных литолого-геохимических и организационно-структурных свойств и признаков почвы, используемых в традиционной генетической классификации и диагностике почв. Вне этого "ядра" и, следовательно, вне связи с системой ЭПП могут оказаться некоторые унаследованные от пород литолого-геохимические свойства, практически не влияющие на почвообразование и не испытывающие его влияния. К ним, вероятно, относятся: состав изотопов многих элементов, некоторые особенности минералогического состава грубых и тонкодисперсных фракций, размеры и форма некоторых более устойчивых первичных частиц и унаследованных геологических образований.

Что касается генетического "ядра" взаимосвязанных свойств, то в отношении их принимается гипотеза полноты описания системой ЭПП, отвечающей схеме И.П. Герасимова (1973), или близкой к ней, учитывающей прямо или косвенно (через коррелятивные связи) следующие обобщенные показатели генетического состояния почвы: 1) содержание гумуса и неразложившихся органических остатков (в том числе торфа) и отношение $C_{гк}/C_{фк}$ в гумусе; 2) содержание илистой фракции и физической глины; 3) щелочно-кислотное состояние почвенной массы; 4) окислительно-восстановительный режим; 5) относительное содержание минералов типа монтмориллонита, иллита и каолинита в составе тонкодисперсной фракции почвенной массы; 6) содержание минералов неокристаллизованных водных окислов железа и алюминия; 7) насыщенность

¹ Мы не принимаем в расчет некоторые специфические ситуации, связанные, как правило, с взаимодействием почвообразования и непочвенных экзогенных геологических процессов.

ППК кальцием и магнием; 8) содержание карбонатов и гипса в почве; 9) содержание легкорастворимых солей и свободных минеральных кислот.

Очевидно, что система ОДП, определяющая подобное генетическое состояние почвы, способна описать и изменение этого состояния с точностью такого же таксономического порядка.

Более того, с точки зрения диагностики такая система показателей будет заведомо избыточной, т.е. варьирование свойств почв, описываемое ОДП такой системы, будет в значительной степени ограничено из-за всевозможных корреляций между ОДП. Эти соображения и дают основания для принятия гипотезы генетической полноты системы ЭПП.

С п е ц и ф и ч н о с т ь О Д П. Поскольку для описания полной системы ЭПП требуется не более двух десятков индивидуальных независимых физических величин, мы можем принять, что генетически полная система ЭПП может быть представлена скалярными (т.е. одномерными) величинами. Тем самым удовлетворяется и требование специфичности ОДП для каждого ЭПП.

Индивидуальные требования к ЭПП заключаются в измеримости и устойчивости величин ОДП, а также доступности их экспериментальному определению. Этим условиям удовлетворяют далеко не все величины, требуемые для характеристики генетического состояния почвы. Однако обезущение этих вопросов выходит за рамки тематики настоящего раздела.

Не менее важным следствием предлагаемого формализма является возможность количественного описания отдельных форм различных ЭПП на основе систематизации и обобщения имеющегося или доступного фактического материала. Эта возможность заключается в методическом подходе к построению эмпирических моделей регионально-типологических форм ЭПП. Под эмпирической моделью здесь понимается статистическая зависимость между максимальным значением величины ОДП (МОДП) и ограниченным числом определяющих ее факторов. Под регионально-типологической формой ЭПП понимается проявление данного ЭПП в группе сходных почв, которая ограничивается как в систематическом, так и в региональном отношении, причем рамки этих ограничений не оговариваются. Они могут быть более широкими, с включением ряда типов и обширных территорий до биоклиматических зон фаций и провинций, но могут быть и значительно более узкими.

Рассмотрим теоретические основы построения таких зависимостей. Речь идет о поиске зависимости между некоторым экспериментально определяемым показателем ЭПП и условиями почвообразования. Очевидно, что такая зависимость существует при двух условиях: устойчивости во времени факторов почвообразования и значения величины ОДП, без чего между ними не может быть тесной связи. Первое условие, по крайней мере в первом приближении, выполняется во многих естественных и антропогенных ландшафтах, например на старопашотных, в том числе староорошаемых, землях, в частности в отношении солевых процессов. Что касается стабильности значения ОДП, то на первый взгляд это требование противоречит самой постановке задачи изучения процесса, т.е. изменения во времени почвенных свойств. Однако любой ЭПП не может развиваться беспредельно. По достижении определенного значения ОДП он неизбежно

должен прекратиться¹ ввиду истощения некоторого ресурса (например, запаса способных к выветриванию минералов) или заполнения некоторой емкости (например, обменным натрием ППК).

Пределы развития каждого ЭПП определяются, конечно, не только эти-ми чисто физическими ограничениями величины ОДП, а совокупностью фак-торов почвообразования: внешних условий среды и внутренних условий, т.е. остальных свойств самой почвы. Так, в отношении процессов засоления уже давно показано наличие пределов накопления в почве солей и зави-симости этих величин от зональных биоклиматических факторов (Ковда, 1954). Поэтому есть все основания считать, что величина максимума МОДП в стабильных условиях среды является достаточно устойчивой и зависит от внешних и внутренних факторов почвообразования. Другими словами, по достижении МОДП соответствующий ЭПП прекращается, что может быть названо состоянием частного климаткса (по данному ЭПП). Естествен-но, что развитие других ЭПП может при этом не прекращаться и влиять на величину МОДП. Однако развитие упомянутых ЭПП в стабильных условиях почвообразования означает, что они являются более медленными, нежели рассматриваемый ЭПП, процессами, так как они не успели прийти к частному климатксу.

Если разница в характерных временах сравниваемых ЭПП достаточно велика, то незавершенность таких "медленных" ЭПП не является препят-ствием к достижению почти постоянного (квазистационарного) режима изучаемого ОДП, что является показателем квазиклиматического состояния почвы по изучаемому ЭПП.

Возможность нахождения и даже широкая распространенность в при-роде почв, достигших квазиклиматкса по наиболее быстрым ЭПП, в число которых безусловно входит ЭПП засоления, позволяет вполне корректно ставить задачу определения эмпирической модели "быстрых" ЭПП.

Для любой эволюции почвы, отображаемой траекторией в "генетическом пространстве", каждый элементарный шаг в этом пространстве полностью определяется внешними и внутренними факторами. Далее мы принимаем гипотезу о малочисленности статистически значимых факторов, влия-ющих на величину МОДП. Эта гипотеза может быть принята на основании опыта многомерного статистического анализа природных систем. Можно высказать предположение, что при надлежащем выборе факторов с учетом регионально-типологического ограничения объектов исследования уже на долю наиболее важных 2-4 таких факторов — "главных компонент" — приходится подавляющая часть разнообразия МОДП. Это позволяет чисто эмпирическими методами определить зависимость МОДП ("поверхность отклика") от координат — главных компонент.

Эмпирическая модель одной из форм ЭПП засоле-ния. Эффективность построения эмпирической модели ЭПП и проблемы, возникающие при этом, проиллюстрируем и обсудим на конкретном при-мере регионально-типологической формы вторичного засоления старо-орошаемых почв сухостепной зоны.

¹ Возможен, конечно, случай постоянных колебаний в стационарных условиях окру-жающей среды — "автоколебания". В этом случае постоянным является некоторый средний уровень ОДП при надлежащем временном интервале осреднения.

В теоретическом плане "эффективность" подразумевает получение ответов на два вопроса: правомерен ли описанный выше подход, насколько узки или широки регионально-типологические рамки территории, охва-тываемой единой эмпирической моделью. В связи с этим вначале обсудим более общие вопросы выбора и обоснования ОДП засоления и выбора факторов-координат, затем рассмотрим экспериментальный материал и построение эмпирической модели и, наконец, обсудим полученные ре-зультаты.

Теоретически обоснованной физической величиной, характеризующей нейтральное засоление, является содержание легкорастворимых ("токсич-ных") солей, представленное суммой хлоридов и сульфатов, связанных с натрием и магнием, извлекаемых стандартной водной вытяжкой. Эта величина в равной мере отвечает обоим традиционным подходам к опи-санию генезиса засоленных почв — и экологическому, и геохимическому.

В настоящем разделе нас интересует прежде всего геохимический ас-пект и количественное описание процесса. Строго говоря, с точки зрения макроподхода, в качестве ОДП засоления следует выбрать просто сумму компонентов легкорастворимых солей и измерять ее разностью величин поступления их на "вход" почвы (В) и выхода за ее пределы за тот же период независимо от того, в каких конкретно фазах ионно-солевого комплекса почвы локализируются поступившие соли. Однако с точки зрения экспериментальных возможностей такое определение затруднительно. Зна-чительно проще определение суммарного содержания токсичных солей во всех фазах ионно-солевого комплекса и его изменение за определенный отре-зок времени. Такая ситуация типична и для других ЭПП. При подобном подходе, очевидно, сумма свободных (т.е. не связанных в кристаллических решетках силикатов) катионов натрия и магния практически всегда пре-восходит сумму токсичных анионов — хлоридов и сульфатов, не связан-ных с кальцием. Этот избыток (его можно назвать "щелочным резервом" соленакопления в почвах) мы считаем показателем другого важного ЭПП — ошелачивания.

Поэтому прямым показателем, пригодным в качестве ОДП нейтраль-ного засоления, является удвоенная сумма ионов хлора и токсичных суль-фатов, т.е. выражение $2(\text{Cl} + \text{SO}_4 + \text{HCO}_3 - \text{Ca})$, полученное по результатам слабкокислой вытяжки из почвы (например, уксуснокислой). Близкое значение дают и результаты стандартной водной вытяжки, по которым имеются массовые данные.

Однако непосредственное использование суммы токсичных ионов не вполне удобно с точки зрения построения эмпирической модели и ее ис-пользования для оценки солевой динамики. Это связано в первую очередь с двойкой ролью названной величины, отражающей как интенсивность поступления солей, так и интенсивность их концентрирования в почве. Между тем процесс засоления с геохимической точки зрения — это прежде всего концентрирование их в почве по отношению к некоторому "фону", отражаемому коэффициентом концентрации (КК) А.И. Перельмана (1979). Это определяет целесообразность вычленения эффекта концентрирования и перспективность использования для ОДП не абсолютной, а относительной величины накопления, аналогичной КК. Однако само по себе концентри-рование поступающих в почву растворов не может приравниваться к ЭПП

засоления. Оно имеет более общее значение и повсеместное распространение. Необходимое сужение понятия ЭПП засоления может быть основано на отнесении концентрирования к главному местному источнику солевого питания почв. Подобный подход в более частной форме был предложен В.А. Ковдой (1946), который в качестве критерия процесса засоления гидроморфных почв рассматривал увеличение минерализации грунтовых вод в результате их обмена с почвенными растворами.

Этот показатель отличается от более общего показателя кратности испарительного концентрирования (R) не только формально, но и по существу (Козловский, Корнблюм, 1972). Так, показатель R в любых почвах всегда больше единицы, в то время как показатель концентрирования основного источника солей (γ) может быть и меньше единицы, что свидетельствует о рассолении, а не о засолении, т.е. о разбавлении в почве растворов основного солеисточника. Подобное явление отмечается нередко, например в приморских солончаках Прикаспия (Егоров, Захарьина, 1956).

Таким образом, показатель γ позволяет ввести четкий критерий начала ЭПП ($\gamma > 1$), независимо от достижения качественных геохимических и экологических эффектов. Аналитическим выражением γ для гидроморфных почв, очевидно, является отношение $\gamma = C/C_q$, где C_q — концентрация легкорастворимых солей в грунтовой воде, поступающей в почвенный профиль. Параметр γ входит в основное уравнение соленакопления — эскизную математическую модель миграционных ЭПП. Он связан с искомой функцией величиной $C = \gamma C_q$, отличаясь от нее нормирующим множителем, экспериментально определяемым в большинстве практически важных случаев. Поэтому есть все основания использовать его в качестве основного количественного показателя ЭПП и критерия засоления ($\gamma > 1$). При необходимости сопоставления абсолютного уровня накопления солей в разрезах, различающихся по концентрации основного солевого притока, оно может быть выполнено на основе соответствующего пересчета по формуле $C = \gamma C_q$, что дает абсолютное значение содержания солей.

Подбор координат — главных компонент для построения эмпирической модели формы ЭПП в общем случае представляет, пожалуй, наиболее сложную задачу. Естественно, что при ее решении необходимо принимать во внимание данные о физико-химических и иных механизмах ЭПП, т.е., строго говоря, сведения, лежащие вне макроподхода. В рассматриваемом случае поиск упрощается, поскольку речь идет о процессе, факторы и физические причины которого хорошо изучены в почвоведении и мелиорации. Поэтому мы перечислим их, ограничиваясь лишь краткими пояснениями.

Уровень грунтовых вод (УГВ) — наиболее важный и хорошо изученный фактор вторичного засоления орошаемых почв. УГВ в условиях степной зоны обычно стабилизируется в течение первых 10–15 лет после начала орошения. В дальнейшем его режим обычно может рассматриваться как квазистационарный, хотя УГВ испытывает ряд регулярных (сезонных и многолетних) и нерегулярных колебаний. Обычно это затрудняет точное определение требуемой среднесуточной величины УГВ.

Локальная дренарованность, или местная отточность

грунтовых вод (Q). Значение этого фактора в засолении почв хорошо известно из мелиоративной гидрогеологии (Кац, 1967). Определение местного (локального) значения этой величины может быть произведено расчетным путем по данным круглогодичных стационарных режимных наблюдений за УГВ (Лебедев, 1976).

Годовая норма притока в почву токсичных солей (B). Для орошаемых гидроморфных почв эта величина зависит главным образом от грунтового питания, кроме случаев орошения минерализованной водой, а также некоторых местных понижений, питаемых водами поверхностного стока. Прямое определение этого показателя в настоящее время затруднительно. Возможен лишь расчет величины B по минерализации ирригационно-грунтовых вод и величине грунтового питания, при необходимости с учетом поступления солей с оросительными водами, а иногда — и атмосферными осадками. Величина грунтового питания определяется по регрессионной или иной зависимости от режима УГВ и орошаемой культуры. Такие зависимости имеются в гидрологической литературе (Кузник, 1979; Баер, Лютаев, 1980; и др.).

Возникает вопрос: достаточно ли полна представленная система факторов — координат эмпирической модели? С теоретической точки зрения она, по-видимому, даже несколько избыточна, хотя и не включает явно внутренних факторов, определяемых водно-физическими свойствами активной зоны водообмена. С учетом однородности пород — лёссовидных суглинков, можно думать, что локальная дренарованность (Q) и величина B тесно коррелируют с проницаемостью почвогрунтов. Поэтому при использовании в расчетах величины B эмпирических зависимостей, полученных для условий аналогичных пород, влияние внутренних факторов на эмпирическую модель будет учтено, хотя и неявно.

Аналогичные соображения можно привести и в отношении внешних факторов. Однако окончательным судьей в вопросе о полноте системы координат является эксперимент, в данном случае выраженность поверхности отклика.

Материалом для конкретной проработки послужили данные по вторично засоленным орошаемым южным черноземам Нижнего Дона (Ростовская область). Практическая цель работы, выполнявшейся по заданию института "Союзгипроводхоз", заключалась в обобщении данных для последующего использования найденных зависимостей в региональном долгосрочном прогнозе развития процесса засоления орошаемых почв и обоснования потребности земель в соответствующих мелиорациях.

При решении поставленных задач естественным и необходимым было использование существующего опыта типизации солевых профилей и солевых процессов в орошаемых почвах.

Традиционная типизация солевого профиля учитывает химизм засоления, степень засоления, глубину залегания солевого горизонта.

В прошлом основное внимание уделяли типу химизма засоления, который рассматривался в качестве ведущего генетического признака, в значительной мере определяющего остальные характеристики. В последующем проявляется склонность разделять роль региональных геохимических процессов, управляемых масштабными геологическими факторами, и чисто локальных закономерностей развития почвенных профи-

лей, для которых тип химизма и водного режима заданы местными условиями и могут значительно отклоняться от регионального типа. Особенно это справедливо в отношении антропогенных почвенно-геохимических процессов, вызываемых орошением. В этих условиях основная диагностическая роль переходит к морфологии солевого профиля: глубине появления солей, наличию и характеру солевого максимума.

По мнению В.Р. Волобуева (1965), выделяется четыре основных типа солевых профилей, из которых лишь три (I — поверхностный, II — средне-профильный, III — глубокопрофильный) могут рассматриваться как относящиеся к прогрессирующему засолению.

Следует отметить, что в прошлом в соответствии с принципами генетической интерпретации солевых профилей, развитой главным образом Б.Б. Польшовым (1933), моногенетичный (по современной терминологии) характер признавали лишь за профилем солончакового типа с максимумом на поверхности почвы. Расположение солевого максимума в средней или нижней части профиля склонны были рассматривать как результат эволюции почв — рассоления ранее поверхностно засоленной почвы. Такие взгляды часто неявно, в форме конкретных эволюционно-генетических построений, сохраняются и поныне, несмотря на то, что уже работами Е.Н. Ивановой (1939) обоснована генетическая самостоятельность не только типов солончаков, но и солончаковатых почв.

В настоящее время моногенетичный характер формирования многих средне- и глубокозасоленных почв не вызывает сомнения. Так, на внутренней пойме в степных условиях в суглинистых почвах с близким залеганием грунтовых вод формируются почвы с максимумом засоления в средней части профиля (Козловский, Корнблюм, 1972). Б.А. Зимовцу (1972) удалось зафиксировать процесс формирования глубоководящего солевого максимума путем ежегодных повторных наблюдений. Прекращение поливов прежде орошавшихся назасоленных почв вызвало появление солевого максимума в части капиллярной каймы грунтовых вод при их средней глубине около 3 м.

Имеются и другие аналитические примеры. Солончаковый тип солевого профиля с максимумом солей на глубине 0,5–1,5 м является территориально наиболее распространенным среди засоленных почв сухостепной и полупустынной зон. Поэтому в степной полосе естественно рассматривать формы ЭПП засоления применительно именно к этому типу.

Не менее обычным, хотя и подчиненным по занимаемой площади типом представляется вторично-солончаковая почва (солончак) с высокой (> 1%) засоленностью верхнего, в том числе пахотного горизонта. Такие почвы, покрываемые выцветами солей в сухие периоды, представляют собой устойчивый компонент на массивах вторично засоленных почв.

В связи с этим есть основание предполагать, что названные группы почв представляют собой самостоятельные формы ЭПП засоления.

Сложнее обстоит дело с типизацией сезонных солевых процессов. Так, В.Р. Волобуев (1965) выделит пять категорий по динамическим показателям засоления почвы, каждая из которых предусматривает ряд видов. Легко видеть, что при подобной типизации число элементарных классов оказывается очень большим, а типологические рамки каждого из них — весьма узкими. Практически на каждом орошаемом массиве и

даже поле можно найти почвы, которые пришлось бы отнести к многим классам. В связи с этим мы не использовали столь дробные группировки и при предварительном изучении форм ЭПП засоления ограничились лишь типологией солевых профилей.

Для построения эмпирической модели были использованы материалы по солевым точкам, обеспеченным данными стационарных наблюдений за режимом грунтовых вод, что позволило получить необходимые оценки "координатных величин"¹.

Не останавливаясь на технических деталях графоаналитической обработки материала, приводим результаты построения эмпирической модели (рис. 1, 2). На рис. 1 приводится обобщающий график зависимости величины γ от УГВ и Q при постоянном значении B , равном 100 кг-экв/га в год; на рис. 2 та же величина γ представлена как функция B и Q при УГВ = 1,5 м. Такая неполная форма представления трехмерной зависимости двумя сечениями вызвана недостаточным охватом экспериментальными данными факторного пространства, что, вероятно, представляет типичный случай, если сбор материала специально не планируется. Тем не менее анализ графиков приводит к определенным выводам.

В системе выбранных координат параметр относительного накопления солей γ в староорошаемых почвах обозначает компактную область засоления ($\gamma > 1,0$), внутри которой он образует поверхность отклика, имеющую максимум ($\gamma > 4,0$). Следует сказать, что если внутри области засоления и имеется разброс значений γ относительно поверхности отклика, то вне ее ($\gamma < 1,0$) существенных отклонений не обнаруживается, что свидетельствует об устойчивости положения области засоления в выбранной системе координат. Это, несомненно, свидетельствует о пригодности системы координат и, в более широком смысле, оправдании "сильной гипотезы" в отношении представленной формы ЭПП засоления.

Несмотря на отсутствие (отчасти из-за недостатка данных) группировки данных по типам профилей, все они с некоторым незакономерным разбросом находятся внутри области $\gamma > 1,0$. Возможно, что более обширные выборки данных (использовано около 100 точек) позволят выявить различия, обусловленные разным типом профилей. Однако в проведенной проработке это не удалось показать даже в отношении среднепрофильного (II) и поверхностного (I) типов солевых профилей. Некоторое различие наметилось между профилями III типа (глубокопрофильные почвы — глубокозасоленные без видимого максимума засоленности) и другими. Профили III типа оказались приуроченными к низким значениям локальной дренированности. Как оказалось, к ним относились главным образом почвы рисовых полей Пролетарской оросительной системы.

Особенностью их расположения в пространстве определяющих факторов является то, что при высоких значениях притока B и низкой дренированности они, как правило, сохраняют относительно пониженные значения показателя γ . Поскольку эти почвы отличаются от основной массы почв по ряду внешних и внутренних факторов, начиная с режима орошения (затапливаемый рис) и кончая литолого-геоморфологическими и палео-

¹ Они дополнялись данными однократных наблюдений, обработанных по специальной методике, изложение которой не входит в задачу настоящей работы.

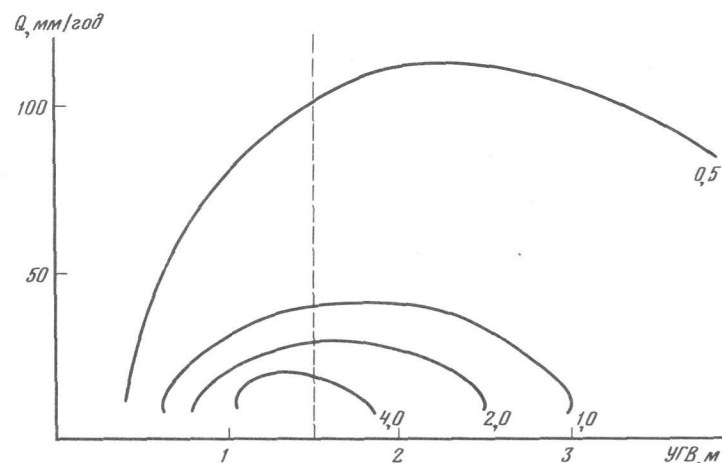


Рис. 1. Зависимость относительного содержания солей (γ) от среднего уровня грунтовых вод (УГВ) и локальной отточности грунтовых вод (Q) при постоянном притоке токсичных солей ($B=100$ кг-экв/га в год) в староорошаемых почвах низовьев Дона

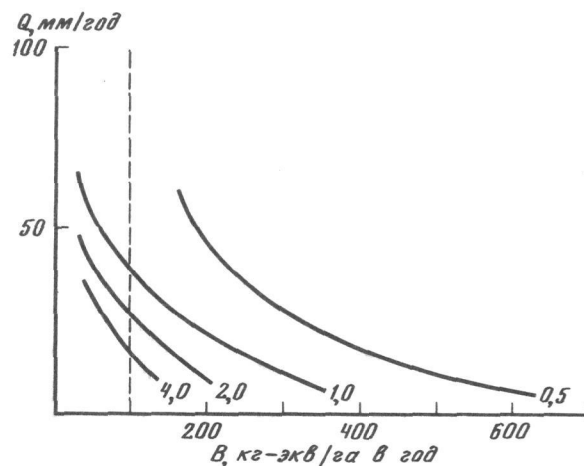


Рис. 2. Зависимость величины относительного содержания солей (γ) от притока токсичных солей (B) и локальной отточности грунтовых вод (Q) при постоянном уровне грунтовых вод (УГВ = 1,5 м)

географическими условиями, возможно предположение, что им присуща специфическая (условно "рисовая") форма ЭПП, плохо вскрываемая по графикам ввиду недостатка фактического материала. В связи с этим поиски ответа на этот вопрос были продолжены посредством углубленного изучения самого механизма формирования их профиля, т.е. в рамках микроподхода. Следует отметить, что значение эмпирической модели не исчерпывается предсказанием максимальной величины ОДП. При над-

лежащем выборе координат модель обеспечивает исходные данные для описания динамики почвообразования. Поясним это положение на примере ЭПП засоления, показав попутно структуру эскизной модели миграционных ЭПП на уровне макроподхода.

Для любого ЭПП фактором, ограничивающим развитие процесса, является МОДП в данной точке, определяемой координатами — компонентами эмпирической модели. Поэтому есть основание принять в первом приближении, что величина годового приращения ОДП находится в прямой зависимости от величины $\psi = \text{МОДП} - \text{ОДП}(t)$, где t — текущая величина ОДП, а ψ — "потенциал ЭПП" в данной точке факторного пространства. Для процесса засоления ранее (Козловский, Корнблюм, 1972) была получена формула, которая в несколько преобразованном виде может рассматриваться как эскизная модель миграционных ЭПП: $MdC/dt = B - QC/\gamma$, где C — средняя концентрация мигранта, M — водоемкость активной зоны. Там же указана зависимость между γ и C , экспериментально полученная для одного из регионально-типологических классов засоленных почв (пойменные почвы Волго-Ахтубы).

Учитывая, что $dC/dt = -d\psi/dt$, мы приходим к заключению о наличии однозначных зависимостей между потенциалом соответствующего ЭПП, с одной стороны, и эмпирической моделью формы ЭПП — с другой, поскольку в нее входят координаты B и Q , являющиеся параметрами уравнения миграции. Поэтому при наличии эмпирической модели может быть рассчитано изменение во времени ОДП от исходного значения до МОДП, или от ψ_0 до $\psi = 0$. При постоянстве параметров M , Q , B это достигается непосредственным интегрированием приведенных выше уравнений. При изменчивости параметров необходимо изучение закономерностей их изменения. Последние определяются либо развитием самого моделируемого ЭПП, что определяет нелинейность модели, либо развитием сопутствующих ЭПП, что позволяет говорить о взаимосвязи ЭПП. Не останавливаясь на этой стороне вопроса, отметим лишь применимость макроподхода для описания этих более сложных ситуаций. Отметим также, что сходный подход пригоден и для описания трансформационных ЭПП.

В заключение настоящего раздела отметим, что построение даже единственной недостаточно полной эмпирической модели формы ЭПП засоления уже позволяет говорить о более значительном, чем это ранее представлялось, сходстве форм ЭПП, представленных солевыми профилями различных типов. Это приводит к мысли, что в пределах одного региона число форм одного и того же ЭПП, по-видимому, невелико, и, следовательно, эмпирические модели их скорее всего обладают достаточно широким регионально-типологическим ареалом. Можно надеяться, что задача выявления и характеристики регионально-типологических форм ЭПП является вполне осуществимой уже в настоящее время, по крайней мере для ряда наиболее важных и не слишком медленных ЭПП.

Анализ ЭПП засоления-рассоления на уровне микроподхода. Следуя А.А. Роде (1971), назовем почвенными микропроцессами простейшие явления превращения и перемещения веществ и энергии во всех фазах почвы, т.е. жидкой, твердой, газообразной и живой. В отношении рассматриваемого ЭПП засоления основными микропроцес-

сами являются растворение и кристаллизация солей, обменное и необменное поглощение солеобразующих ионов: натрия, магния, кальция, калия, хлор-иона сульфата, гидрокарбоната и карбоната, миграция тех же ионов и их ассоциатов в форме водных растворов под влиянием капиллярного, пленочного и других механизмов в объемной и граничной фазах почвенного раствора и почвенного воздуха. Все эти процессы в настоящее время могут быть описаны количественно, т.е. на уровне физико-математического моделирования.

Это, казалось бы, позволяет поставить задачу качественного и количественного описания ЭПП засоления как комбинации микропроцессов, упорядоченных в пространстве (в простейшем случае — в почвенном профиле) и во времени. Однако следует учитывать два обстоятельства: присущую почвообразованию иерархию процессов, обусловленную их пространственными и временными масштабами, и наличие и соотношение полностью и частично обратимых микропроцессов и их сочетаний.

Почвообразовательные процессы подчинены тройному ритму: суточному, годовому и многолетнему (Роде, 1971). Это особенно справедливо в отношении рассматриваемых процессов, для которых часто существенны даже наиболее короткие, суточные циклы, поскольку солевые равновесия весьма чувствительны к температурным колебаниям. К этой же категории, по-видимому, следует отнести и так называемые моментальные процессы (Ковда, 1981).

Однако список циклических процессов А.А. Роде представляется неполным, так как в него не вошла обширная группа процессов, которые можно назвать внутрисезонными. Это обычно плохо упорядоченные циклы, обусловленные как естественными, так и антропогенными факторами. В числе первых наиболее важны изменения, обусловленные естественными сменами погоды, влияющими на режим температуры почвы и поступления в нее влаги атмосферных осадков. Среди антропогенных факторов внутрисезонных циклических процессов в почве наиболее важны обработка пахотных почв, полив орошаемых культур (так называемый "иригационный цикл").

Внутрисезонные процессы оказывают существенное влияние на солевое состояние почвы и широко используются в практике регулирования солевого режима пахотных почв.

Таким образом, полный список циклических процессов, из которых складывается ЭПП засоления, включает суточные (вместе с моментальными), внутрисезонные, годовые и многолетние процессы. В этом ряду циклические процессы с жестко обусловленным периодом, т.е. суточные и годовые, чередуются с процессами, характеризующимися случайной продолжительностью периода. Это исключает возможность описания в одной детерминированной математической модели хотя бы двух категорий процессов, поскольку они связаны существенно вероятностными зависимостями.

С позиций системного подхода в этих условиях элементарным объектом математического моделирования на базе детерминированного подхода могут быть изменения, связываемые лишь с одним из указанных выше циклов. Поэтому агрегирование микропроцессов в ЭПП (композиция микропроцессов) должна отражать вероятностный характер сочетания различных категорий циклических процессов. Это означает, что физически вполне определенными могут быть лишь модели, относящиеся к наиболее быст-

рым суточным процессам. Уже по отношению к внутрисезонным процессам модели в какой-то степени утрачивают физическую определенность, поскольку основные переменные величины в них — концентрации солей или ионов "в точке" — означают уже не мгновенные, а некоторые средние по времени величины с интервалом усреднения, равным характерному времени ближайшего подчиненного цикла. Поэтому "полная физико-математическая модель" ЭПП (разумеется идеальная) мыслима только как вероятностная композиция детерминированных моделей суточных и мгновенных процессов, слагающих более сложные блоки внутрисезонных, годовых и многолетних циклических процессов. Столь полное представление ЭПП с количественными оценками параметров детерминированных и вероятностных составляющих вряд ли практически достижимо. Более того, как мы знаем, взаимодействие случайных и неслучайных составляющих, например сезонных и внутрисезонных элементов солевого режима, может в отдельные годы и сезоны изменять общее направление процесса. Это затрудняет построение даже качественной схемы механизма процесса и исключает возможность количественного его описания в рамках микроподхода. Сказанному нисколько не противоречит широкое развитие в последние десятилетия имитационного моделирования элементов солевого динамики почв, т.е. детерминированного описания процесса уравнениями математической физики (Моделирование..., 1980; Теоретические основы..., 1981; и др.). Названный подход дает возможность описания техногенной или естественной солевого динамики, которая охватывает весь почвенный профиль за интервалы времени, сравнительно малые относительно годовых и многолетних циклов. К подобным фазам относится часто моделируемая мелиоративная промывка засоленных почв. Отличительной особенностью и условием успешного применения такого подхода является неизменный во времени характер "фильтрационной схемы", т.е. структуры водопроводящих путей в почве, а также граничных условий, определяемых областью однородного течения процесса в почве и, наконец, постоянством в пространстве и времени параметров уравнений. Эти условия выдерживаются более или менее строго лишь применительно к микропроцессам, протекающим, как правило, в весьма малых объемах и за короткие отрезки времени. Любой внутрисезонный цикл микропроцессов характеризуется изменчивостью всех названных выше условий. Использование в качестве эскизных моделей уравнений математической физики для описания элементов солевого режима достигается лишь ценой утраты физической определенности параметров, используемых в уравнениях. Вместо независимых измеряемых физических величин используются "эффективные величины" — расчетные параметры, вычисляемые на основе решения "обратных задач", что резко снижает устойчивость таких величин в пространстве и времени и, следовательно, возможности их экстраполяции. Поэтому, хотя в благоприятных частных случаях применение этого подхода вполне оправдано, в общем случае он не может использоваться для количественного описания механизма ЭПП или более или менее сложных его фрагментов. Далее будет показано, что в некоторых случаях реальная солевая динамика почв может давать результаты, парадоксальные с точки зрения упомянутых моделей.

Другим принципиально возможным, хотя и не применявшимся путем

описания микропроцессного механизма ЭПП является подход системной динамики Дж. Форрестера (1978) к остаточным или даже профилеобразующим эффектам микропроцессных циклов. Применение данного метода к режимным наблюдениям, возможно, было бы достаточным для формирования представлений о микропроцессных механизмах, отвечающих за профилеобразующие эффекты, т.е. для оценки формирующих и управляющих функций каждого реального цикла микропроцессов.

К сожалению, мы не располагаем материалами необходимой комплектности, частоты и длительности наблюдений за водно-солевым термическим и другими относящимися к теме режимами. Поэтому практически доступным путем использования микроподхода к выявлению форм ЭПП, в частности ЭПП засоления, остается традиционное установление причинной связи между устойчивыми во времени профилеобразующими эффектами, послужившими основой для гипотетического выделения формы ЭПП, и спецификой хотя бы некоторых аспектов сезонной и многолетней динамики, определяющих самобытность механизма ЭПП.

Мы попытаемся ответить на этот вопрос и оценить значение микроподхода, рассмотрев далее одну конкретную форму ЭПП и ее механизм.

О формах вторичного засоления почв Большецкого массива. Рассмотренные выше солончаковая и солончаковая формы ЭПП вторичного засоления орошаемых почв на лёссовидных и близких к ним породах можно рассматривать в качестве эталонных. Неясным остается вопрос о самостоятельности процесса засоления, ведущего к формированию солевого профиля III типа (глубокозасоленные почвы), тем более что такой профиль не всегда устойчив во времени и порой трансформируется в профиль II типа. Этот вопрос мы попытались решить на материале по вторичному засолению почв Большецкого массива, входящего в состав Сарпинской оросительно-обводнительной системы в Калмыцкой АССР.

Массив представляет собой естественно недренированную обширную (12 тыс. га) депрессию с уклонами не более 0,0002 и относительно слабо-развитым микрорельефом на большей части площади. Массив сложен шоколадными глинами мощностью 7–8 м, перекрытыми слоем 2–3 м покровных отложений в среднем тяжелосуглинистого состава. Почвенный покров до орошения был представлен солонцовыми комплексами с участием солонцов (от глубоких до мелких) от 30 до 70% и разнообразных лугово-каштановых почв. Верхний слой отложений мощностью 5 м содержит до 1000 т/га токсичных солей, представленных в основном NaCl. Минерализованная до 40–50 г/л грунтовая вода вскрывается на глубине 4,5–5,0 м.

В 60-е годы в связи с изучением перспектив рисосеяния в Сарпинской низменности целинные земли Большецкого массива были обстоятельно изучены. В мелиоративных прогнозах того времени массив был признан неблагоприятным для орошения объектом, его быстрое и катастрофическое вторичное засоление при орошении казалось неизбежным (Варламов, 1969). Тем не менее в связи с благоприятным рельефом массив с 1966 г. начали осваивать под культуру риса. Первые опыты дали благоприятные результаты. В настоящее время почти весь массив освоен, на нем разместились орошаемые земли трех рисосовхозов. Значительная часть

земель до сих пор эксплуатируется практически в бездренажных условиях (Шматкин, 1980).

Мелиоративное состояние земель массива, конечно, далеко от образцового. Однако его никак нельзя считать тяжелым, тем более катастрофическим, поскольку вторичное засоление отмечается примерно на 1/4 площади, а процент сильнозасоленных земель значительно меньше. Парадокс орошаемых земель Большецкого массива заключается в том, что в бездренажной обстановке при стоянии высокоминерализованной верховодки на глубине менее 1,5 м в течение более чем 10-летнего периода вторичное засоление если и развивается, то весьма замедленными темпами. Уже одно это позволяет предположить, что в данных конкретных условиях мы имеем дело со специфической формой ЭПП засоления, которая резко отличается от обычных форм. Для проверки были изучены материалы почвенно-географических и режимных исследований.

Водно-солевой режим почв массива изучали многие исследователи (Попов, Червещова, 1971; Шматкин, 1971; Пустовойтов, Мясников, 1972; Пак и др., 1970, 1973). Указанные авторы пришли к выводу, что более или менее сильное опреснение почв солонцового комплекса имеет место в первый же год посева риса на целине. В севообороте оно проявляется менее отчетливо и только под рисом, идущим после люцерны. В почвах под затопляемым рисом в первый же год формируется сильноминерализованная верховодка, которая сохраняется и в последующие годы.

Следует отметить, что в указанных работах не освещался сам механизм опреснения. Между тем существенное опреснение почв путем обычной промывки при крайне ограниченной свободной емкости почвогрунта представляется загадочным.

Мы провели количественную оценку промытости освоенных почв по сравнению с целиной. С этой целью была изучена засоленность почв различных полей рисового севооборота по шести статистическим площадкам размером не менее 0,2 га с повторностью от 10 до 30-кратной. При обработке материала применялась методика сравнения (Козловский, 1977), основанная на статистическом анализе профилей засоленности активной зоны почвогрунта (рис. 3).

Мощность активной зоны миграции солей, необходимая для расчета, была установлена по предельной глубине опреснения грунтов в приканальной зоне и не превышала 5 м. В связи с этим принималось, что при опреснении почв под рисом происходит перераспределение солей в 5-метровом слое, общее же их содержание (запас) в этом слое остается в среднем по участку неизменным. Некоторые из этих результатов приведены в табл. 1. Они свидетельствуют о том, что под рисом в бездренажных условиях происходит значительное и сравнительно устойчивое опреснение почвенного профиля, более сильное под солонцами и несколько меньшее под лугово-каштановыми почвами бывших западин. Это вполне согласуется с данными названных выше исследователей как в качественном, так и в количественном отношении. Таким образом, факт промывки почв под рисом в бездренажных условиях не вызывает сомнений, хотя причины относительно высокой ее эффективности неясны.

Эти данные побудили к всестороннему анализу механизма опреснения почв под рисом и факторов, его определяющих, посредством сопряжен-

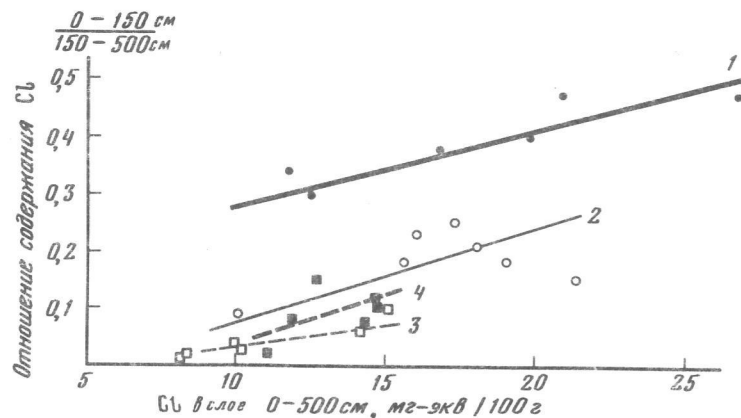


Рис. 3. Регрессионные зависимости между содержанием хлора в активной зоне (0–500 см) и его распределением по профилю

1 — солонец, целина; 2 — солонец, распаханый под рисом; 3 — лугово-каштановая почва, целина; 4 — лугово-каштановая почва, распаханная под рисом

ного анализа имеющихся экспериментальных данных по водному и солево-му режиму почв.

Затопление рисового поля, идущего по целине, приводит к повышению влажности, охватывающему всю зону аэрации, но наиболее выраженному в верхнем 3-метровом слое. При этом лишь в первом полуметре влажность достигает полной влагоемкости. Ниже в почве сохраняется значительный объем заземленного воздуха, содержание которого может достигать 6–8% объема почвы. Заметное повышение влажности наблюдается лишь в первые дни после затопления, в дальнейшем оно не обнаруживается. На второй и последующие годы под рисом, идущим по рису, заметная динамика влажности наблюдается лишь до полуметра. Пьезометрический режим под затопляемым рисовым полем складывается по второму типу (классификация В.Б. Зайцева, 1964): профильное распределение пьезометрического напора характеризуется минимумом на глубине около 1 м, при этом давление влаги в нем, как правило, ниже атмосферного (в пьезометр не поступает вода). Таким образом, в средней части почвенного профиля формируется область застоя влаги, поскольку к этому слою направлены градиенты пьезометрического напора как сверху, так и снизу. Такой режим успевает сложиться в течение первых пяти дней после затопления рисового чека. В последующее время некоторое возрастание пьезометрического напора наблюдается только снизу: иногда к концу периода затопления или даже после сброса воды с чека в метровом пьезометре появляется вода. После сброса воды с поверхности рисового поля просыхание почвы и падение напора в пьезометрах происходят очень быстро — за 5–8 сут.

Разнообразие гидрогеологических условий рисового поля (карты) проявляется в режиме верховодки. По этому признаку карта делится на приканальную и внутреннюю зоны. В пределах последней уровенный режим верховодки практически не испытывает влияния со стороны каналов и оросителей, а также и дрен. Все дальнейшие суждения относятся именно к внутренней зоне, занимающей большую часть рисовой карты.

Таблица 1

Оценка изменения содержания хлора в метровом слое почвы в первые годы освоения (рисовый севооборот) по сравнению с целиной (по приведенному разрезу 10% обеспеченности засоленности)*

Объект исследования	Солонцы		Лугово-каштановые почвы	
	M	S	M	S
Целина	0,29	0,02	0,059	0,013
Рис 2-го года	0,18	0,03	Не опр.	Не опр.
Рис 4-го года	0,17	0,02	0,036	0,006
Люцерна 3-го года (после 2-х лет риса)	0,15	0,02	0,040	0,005

*M — оценка среднеарифметической величины, S — оценка стандартного отклонения. Верховодка под рисом формируется в течение первых дней после затопления чека. Скорость фильтрации воды в горизонтах В всех почв комплекса в этот период превышает в 2–5 раз расчетную (по водопроницаемости), что свидетельствует о преимущественно провальном характере фильтрации.

Верхний предел формирования верховодки ограничен глубиной 1,2–1,5 м в связи с очень слабой водоотдачей почвогрунта во втором и третьем полуметрах, достигающей всего 1–2% объема почвы. Ниже этого уровня верховодка устойчива под всеми культурами, кроме люцерны 2-го и 3-го года жизни.

Приведенные выше данные позволили дать оценку интенсивности промывки верхнего слоя активной зоны почвогрунта посредством сопоставления количества удаленных за его пределы солей с количеством влаги, накопившейся в активной зоне ниже этого слоя. Полученные данные анализировали с точки зрения средней концентрации и химизма стекающего раствора, а также нормы солеотдачи почвы (табл. 2).

Данные табл. 2 свидетельствуют об исключительно высокой эффективности промывки, превосходящей по параметру солеотдачи любые почвы и любые типы засоления в условиях свободной фильтрации (Панин, 1968). Следует отметить, что расчетная минерализация стекающего раствора близка к минерализации верховодки или даже превосходит ее. Таким образом, промывка почвы в режиме подпертой фильтрации оказалась более эффективной, чем при свободной фильтрации, что противоречит общеизвестным положениям.

Причины наблюдаемых парадоксальных явлений заключаются в специфическом характере механизма опреснения тяжелых почв под рисом в бездренажных условиях. По нашему мнению, в этих условиях возникает три специфических механизма, ведущих к усилению опреснения верхнего слоя активной зоны.

Остановимся более подробно на важнейшем из них, который можно назвать гравитационным выравниванием поверхности раздела между минерализованными и опресненными растворами в почве. Этот процесс возникает под влиянием различия плотностей исходного минерализованного почвенного раствора и пресной фильтрационной воды, глубоко вклинившейся в толщу почвогрунта по трещинам и иным сквозным полостям. Другими словами, мы предполагаем, что в результате неравномерного проникновения в почву пресной воды в ней возникает гравитационно-струйчатое движение

Таблица 2

Расчетные характеристики эффективности промывания почвы под рисом в бездренажных условиях (на 1,5-метровый слой почвогрунта, солонцы)

Объект исследования	Количество влаги, просочившейся за пределы слоя, мм	Стекающий раствор (на границе слоя), г/л				Удельная солеотдача, %*
		сумма солей	Cl	Na	Cl/Na	
Рис по целине	230	43	25	9	1,9	65**
Рис 4-го года	200	45	26	9	1,9	75**
Рис по люцерне	70	20	9	3	1,3	100**

*Вынесено солей (в % к их исходному содержанию) в расчете на объем, соответствующий полевой влагоемкости опресняемого слоя (по П.С. Панину, 1968); наибольшая норма удельной солеотдачи 55%.

**Расчетные величины.

растворов, постепенно выравнивающее поверхность раздела между ними (Морозов, 1962). При этом движение опресненных клиньев раствора направлено вверх, а минерализованных — вниз. Такое движение может продолжаться в течение всего периода вегетации риса. Оно должно приводить к макроскопически наблюдаемому повышению градиента средней концентрации растворов по мере опускания минерализованных и подъема опресненных растворов. Подобный характер динамики на первый взгляд противоречит известным положениям теории фильтрации, согласно которым вдоль потока раствора, движущегося в пористой среде, возникает гидродисперсия. Она вызывается неравномерностью продвижения в поровом пространстве отдельных струй, что неизбежно вызывает уменьшение со временем градиента концентрации раствора (фильтрационная диффузия).

Однако прямые измерения показали, что градиент средней концентрации раствора на границе промытой и засоленной частей почвенного профиля действительно увеличивается, причем в некоторых случаях такое увеличение достигает 4–5-кратного (рис. 4). Таким образом, высказанная гипотеза находит серьезное подтверждение.

Явление, обнаруженное нами, в определенном смысле противоположно гидродисперсии. Поэтому его уместно называть "антидисперсией". При этом речь идет, конечно, об относительно макроскопическом эффекте, который, вероятно, сочетается с обычной гидродисперсией на уровне педов, т.е. расстояний порядка сантиметра и менее.

Другой эффект, усиливающий опреснение верхней части почвенного профиля под затопляемым рисом, по-видимому, обусловлен отрицательной адсорбцией иона хлора, который преобладает в анионном составе солей. Проверка этого предположения была произведена посредством установления регрессионной зависимости между содержанием хлора в верховодке и его расчетным содержанием в почвенном растворе по данным водной вытяжки из вмещающего горизонта и фактической его влажности с учетом нерастворяющегося объема влаги (рис. 5).

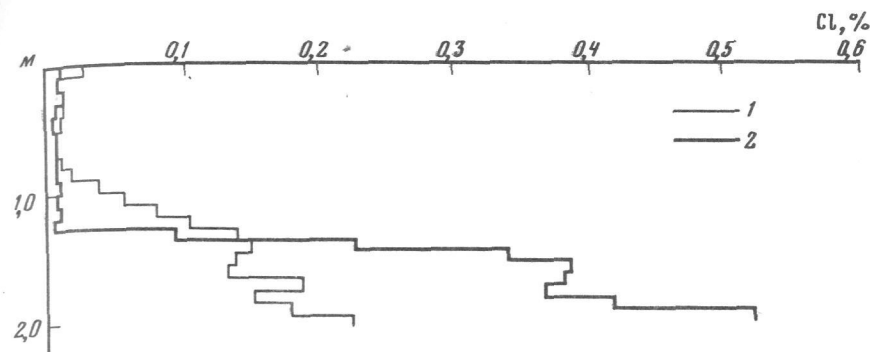


Рис. 4. Динамика солевого профиля под рисом, следующим за люцерной 3-го года жизни

Содержание хлора, %: 1 — весной до затопления рисового чека; 2 — осенью после сброса воды

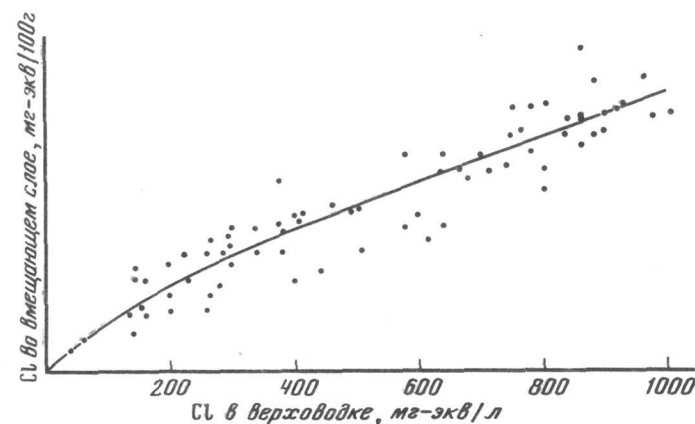


Рис. 5. Зависимость между содержанием хлора в верховодке и вмещающем ее слое (рассчитано по данным водной вытяжки)

Несмотря на некоторый разброс точек, эффект "концентрирования" верховодки по сравнению с усредненной засоленностью почвенного раствора вполне достоверен и достигает кратности 1,1–1,2 при малых и до 1,8–2,0 при высоких минерализациях. Это свидетельствует о значительной роли отрицательной адсорбции, увеличивающей концентрацию стекающего раствора.

Наконец, некоторая роль в эффекте рассоления под затопляемым рисом принадлежит набуханию почвы, которое приводит к увеличению высоты расчетной почвенной призмы.

Пользуясь оценкой набухаемости шоколадных глин Прикаспия и данными о содержании илистой фракции, состоящей из аналогичного материала, можно ориентировочно определить, что увеличение слоя в 1,5 м должно составить около 5% его высоты, т.е. примерно 8–10 см. При повышенном содержании солей в нижней части расчетного слоя это дает ошибку при

балансовых расчетах порядка 20 т/га, т.е. вызывает кажущийся эффект опреснения 1,5-метрового столба набухшей почвы, если он выражается в объемных процентах.

С учетом указанных выше трех эффектов расчеты по балансу влаги и солей хорошо согласуются.

Анализ водно-солевого режима и пространственных закономерностей засоленности под другими культурами позволил выявить своеобразие процессов засоления в остальных звеньях и рисово-люцерновом севообороте в целом.

Под всеми культурами, кроме риса по пласту люцерны, по-видимому, развивается засоление. Однако скорость этого процесса мала. Она выявляется лишь за период 3–5 лет, при этом лучше под лугово-каштановыми почвами, засоленность которых варьирует в несколько меньшей степени, нежели солонцов. За эти сроки, по данным наблюдений, на постоянных площадках под различными культурами было отмечено увеличение запаса солей в 1,5-метровом слое от 1 до 30 т/га, в среднем на 18 т/га, или около 5 т/га в год. Для более засоленных солонцов эту цифру, видимо, следует увеличить до 6–7 т/га в год. Наиболее достоверно увеличение содержания солей в нижней части профиля — третьем полуметре, в то время как в горизонтах верхнего метрового слоя динамика вообще не улавливается.

Оценка возможного сезонного засоления по динамике уровня верховодки за летний период согласуется с этими данными¹.

Принципиальное сходство водно-солевого режима культур нерисового звена севооборота позволяет считать, что фаза засоления почвы охватывает весь период ротации, кроме первого поля (рис по люцерне). Засоление приурочено к горизонтам, залегающим непосредственно над зеркалом грунтовых вод, что позволяет связывать его с капиллярно-десукционным механизмом.

Исходя из приведенных выше данных, можно лишь предполагать, что за 6-летний период засоление по порядку величин (20–25 т/га) близко к однолетнему опреснению под рисом по люцерне (15–20 т/га) и если и превосходит его, то незначительно. Таким образом, в худшем случае среднегодовая скорость засоления в севообороте в целом вряд ли превышает величину 1 т/га, или 1% имеющегося запаса солей в зоне аэрации (модельная величина в период исследования 100 т/га).

Этот вывод согласуется с наблюдаемым мелиоративным состоянием орошаемых земель массива, однако не объясняет причин малой скорости засоления. Последние раскрывает сравнительный анализ процесса засоления в зависимости от наличия в почвенном профиле реликтового слитого горизонта. Как уже упоминалось, слитой горизонт залегает на лимане почти повсеместно на глубине 80–150 см. Слитость устанавливается по повышенному содержанию илистой фракции, наличию макротрещин, инкрустированных выделениями карбонатов и гипса, повышенной плотности (до 1,70 г/см). Предположение о реликтовом характере этого гори-

¹ Приток капиллярных растворов под люцерной достигает не более 50 мм, под рисом и кукурузой — 20 мм, под суданкой и яровыми зерновыми — 10–15 мм в год. При минерализации верховодки 30 г/л это дает поступление солей соответственно до 8,4 и 2 т/га.

зонта основывается на глубоком залегании и несоответствии водно-солевого режима целинных почв условиям формирования слитого горизонта и, наконец, наличию солевой и карбонатной инкрустации макротрещин, свидетельствующей о прекращении турбационных процессов.

Обследование территории массива выявило участки с почвами, лишенными реликтового слитого горизонта. Прямыми наблюдениями (повторные детальные съемки до и после освоения под орошение) было установлено, что в подобных почвах вторичное засоление в течение одного-двух лет достигало стадии солончака с содержанием солей в пахотном горизонте > 1,5%.

Таким образом, описанный выше процесс засоления рисовых почв в целом, несомненно, является самобытной формой ЭПП засоления, которая связана со своеобразным водно-солевым режимом тяжелых глубинно-слитых засоленных почв в условиях рисово-люцернового севооборота. Мы считаем возможным назвать эту форму "рисовой", имея в виду ее очевидную связь с водным режимом рисового поля второго типа по классификации В.Б. Зайцева (1964). Основным циклом, формирующим профилеобразующие эффекты, является многолетний цикл ротации севооборота. Автоматическое регулирование процесса обеспечивается чередованием специфического механизма "антидисперсионного выщелачивания" и вяло текущего капиллярно-десуктивного засоления, экранированного слитым горизонтом.

Возникают вопросы: насколько устойчива в описанных условиях рисовая форма засоления и каковы условия ее перехода в другие формы? Некоторые материалы по этим вопросам можно получить, сравнивая ход засоления почв в центральных частях оросительных карт, о которых выше и шла речь, и в очагах устойчивого вторичного засоления, обнаруживаемых местами в зоне влияния каналов и оросителей.

Одно из таких пятен было изучено при режимных наблюдениях. По данным непрерывных наблюдений за четыре года, в слое 1,5 м солонца накопилось более 100 т/га солей, т.е. засоление развивалось здесь в пять раз быстрее, чем на окружающей территории. Содержание солей в том же слое превысило фон более чем в три раза.

Нами дважды с интервалом в три года была проведена детальная солевая съемка участка этого поля с засоленным пятном и было установлено, что пятно распространялось со средней скоростью 3–4 м/год. В центральной части пятна к концу наблюдений (1975 г.) сформировался солевой профиль солончакового типа.

В процессе бурения ряда скважин было обнаружено нарушение консолидации, мягкопластичное и даже текучее состояние грунта в слитом горизонте. Поэтому, хотя мы и не располагаем данными аналитического определения водно-физических свойств почвы, есть все основания связывать прогрессирующее засоление почв пятна с трансформацией сложения и капиллярных свойств почвенной массы в ходе засоления. Причиной ее может быть воздействие сильноминерализованных растворов хлор-магниевого и хлор-кальциевого типа на коллоидные свойства илистых частиц в слитом горизонте.

Пороговая величина минерализации верховодки, определенная по данным скважины на границе солевого пятна, была близка к 40 г/л. Возмож-

но, что другим фактором, способствовавшим переупаковке частиц с повышением капиллярной проводимости грунта, является местная (иригационно обусловленная) напорность верховодки, поскольку ее уровень в области пятна устанавливался на 10–20 см выше, чем на окружающей территории.

Характер формируемого солевого профиля (по-видимому, еще неравновесного в условиях наблюдений) в сочетании с резким усилением скорости засоления позволяет в предварительном порядке отнести обсуждаемый процесс в целом к обычной солончаковой форме ЭПП засоления.

Таким образом, в пределах Большецарынского массива встречаются две формы ЭПП засоления, причем преобладающая "рисовая" форма является в достаточной степени устойчивой. Переключение или переход к другой, обычной солончаковой форме обусловлен повышением минерализации верховодки выше некоторой критической величины и, возможно, некоторой напорностью вод. Такое переключение не является неизбежным. Рисовая форма может сохраняться весьма длительное время.

Расчеты показывают полную возможность такого конструирования рисово-люцернового севооборота, который обеспечил бы практически полную стабилизацию солевого баланса. Условиями этого являются: 1) обеспечение снижения верховодки под люцерной последнего года пользования не менее чем до 3 м, что обычно достигается; 2) обязательное размещение риса по пласту люцерны, что является нормой в севообороте; 3) размещение сильно иссушающей почву культуры типа суданки после первого риса — для регенерации слитости в промытом под рисом слитом горизонте, пока он не подвергся засолению в условиях переувлажнения под другими культурами севооборота. Это предложение, конечно, нуждается в опытной проверке. Важно подчеркнуть лишь, что изучение механизмов различных форм ЭПП засоления может иметь не только теоретическое, но и важное практическое значение.

В з а к л ю ч е н и е подведем краткие итоги. На примере процесса нейтрального засоления почвы были рассмотрены некоторые общие вопросы развития концепции ЭПП в направлении уточнения системы исходных понятий, качественной характеристики ЭПП и развития количественного подхода к описанию современных процессов почвообразования и антропогенной эволюции почв.

Принята гипотеза информационной полноты генетического описания почв при регионально-типологическом ограничении объектов не более чем 20-ю физически независимыми величинами, отражающими основные литолого-геохимические свойства профиля или отдельного горизонта при ограниченном числе последних (не более 3–4). Это предполагает возможность введения столь же ограниченного числа ЭПП, проявление которых коррелятивно связано со всем комплексом свойств и признаков, возникающих в процессе почвообразования. Каждый ЭПП в такой системе выражается изменением во времени основного диагностического показателя (Δ ОДП), представленного скалярной физической величиной. Географически каждый ЭПП представлен совокупностью регионально-типологических форм, характеризующих общностью ОДП, причем принимается, что на любом моногенетическом отрезке развития или эволюции почвы ЭПП может быть представлен не более чем одной формой, в то время как на сочетание ЭПП никаких априорных ограничений нет.

На примере вторичного засоления орошаемых южных черноземов Нижнего Дона показано, что конкретная регионально-типологическая форма данного ЭПП — образование солончаковатых почв с максимумом засоленности в средней части профиля — может быть описана количественно так называемой эмпирической моделью — поверхностью отклика максимального значения ОДП (МОДП) в системе ограниченного числа координат (не более 3–4), представляющих основные факторы региональной изменчивости ОДП. Получена графическая зависимость общепрофильного ОДП (величина γ) от локальной дренированности почвы, солевого притока и средней величины уровня грунтовых вод, причем область развития ЭПП обнаруживает устойчивую локализацию в этих координатах. Величина γ образует поверхность отклика, общую для достаточно широкого класса почв.

Показано, что при надлежащем выборе координат эмпирическая модель дает возможность определения скорости ЭПП и, следовательно, описания процесса почвообразования.

Разграничение изученной и других предполагаемых форм ЭПП засоления — "солончаковой" и "рисовой" по их поверхностям отклика, по-видимому, возможно, но затруднительно. Изложенные методы характеризуются как макроподход к изучению отдельного ЭПП.

Теоретический анализ не позволяет в настоящее время рассчитывать на успех сколько-нибудь полного моделирования ЭПП на уровне микроподхода, т.е. представления ЭПП как композиции микропроцессов, описываемых уравнениями переноса вещества и химической кинетики. Однако микроподход может иметь важное значение при выделении и изучении самостоятельных регионально-типологических форм ЭПП, в частности при установлении качественных особенностей механизма возникновения и регулирования специфического профилеобразующего эффекта, определяющего величину ОДП, при обосновании частного климатического почвообразования с одной формы ЭПП на другую.

Подобное использование микроподхода показано на примере обоснования самостоятельности "рисовой" формы ЭПП нейтрального засоления по материалам водно-солевого режима почв рисовых севооборотов Большецарынского массива в Сарпинской низменности.

Разработка эмпирических моделей регионально-типологических форм отдельных ЭПП является перспективным направлением дальнейшего развития концепции ЭПП.

ДИАГНОСТИКА ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В ГОРНО-ЛЕСНЫХ ПОЧВАХ КАВКАЗА

На основании морфологических, микроморфологических и физико-химических данных мы попытались дать диагностику элементарных почвообразовательных процессов (ЭПП) в горно-лесных почвах с позиций, заложенных еще в трудах С.С. Неуструева (1926), К.Д. Глинка (1931), С.А. Захарова (1931) и разработанных И.П. Герасимовым (1973, 1975).

С.С. Неуструев (1926) подчеркивал, что в основе его положений об ЭПП лежат такие факторы, как степень и направление разложения ми-

неральной основы и органического вещества, аэробный или анаэробный характер разложения, те или иные новообразования, энергия и направление выщелачивания, растворения и переноса, т.е. направленность и степень выраженности ведущих физико-химических явлений.

И.П. Герасимов (1975) считает, что элементарные почвообразовательные процессы составляют в совокупности явление почвообразования, присущее только почвам, и при определенных естественных сочетаниях друг с другом они определяют основные свойства почв на уровне генетических типов (прежде всего строение профиля или состав и соотношение системы генетических горизонтов). Очевидно, понятие ЭПП может включать физико-химические явления, ответственные как за формирование какого-либо одного горизонта почвы, так и профиля в целом.

С.С. Неуструев подчеркивал также необходимость разделения в почвах признаков наследованных, аллохтонных (наследованных от пород, предшествующих стадий почвообразования, за счет привноса материала с определенными признаками) от признаков, формирующих современные почвы. Он считал, что это положение должно лежать в основе теоретического почвоведения. По-видимому, в определениях таких основных процессов, как оглинение (первичное, вторичное), засоление—рассоление, оглеение, выщелачивание — оподзоливание, цементация, деформация и отчасти гумусонакопление, следуя системе ЭПП, предложенной И.П. Герасимовым (1975), необходимо отделять наследованные признаки, которые в той или иной мере присутствуют во многих типах почв.

Ниже рассматриваются условия почвообразования, морфология, минералогия, микроморфология и физико-химические свойства группы горно-лесных высокогорных почв в бассейне Кубани. На основании этого материала мы пытаемся проанализировать диагностику горно-лесных почв по совокупности ЭПП.

Важно определить типовую принадлежность рассматриваемых почв на основе этой системы. Дело в том, что склоновые горно-лесные почвы всей высокогорной и среднегорной территории бассейна Кубани мало исследованы и отнесены к бурым лесным почвам (Антипов-Каратаев и др., 1936; Серебряков, 1957). Вместе с тем С.В. Зонн (1950) в зависимости от типов леса (связанных с определенным комплексом других условий) выделяет для северо-западного Кавказа горно-подзолистые почвы под сосновыми и еловыми лесами и бурые лесные — под пихтовыми и буковыми. Бурые лесные почвы высокогорий и среднегорий северного склона Большого Кавказа В.М. Фридланд (1953) относит в целом к подтипу насыщенных или слабонасыщенных. К этому же подтипу бурых лесных почв нами (Ромашкевич, 1959) отнесены высокогорные и среднегорные почвы под пихтовыми, буковыми, буково-грабовыми лесами на северном склоне Большого Кавказа в пределах Краснодарского края.

Условия почвообразования

Горно-лесной пояс северного склона Большого Кавказа в направлении с северо-запада на юго-восток постепенно сужается и на переходе от бассейна Кубани к бассейну рек Малка и Баксан, по существу, выклинивается, представляя лишь отдельные массивы.

Особенности климата и геоморфологического строения территории, расположенной к юго-востоку от бассейна Кубани, обуславливают максимальное расширение пояса горных лугов, вытесняющих здесь лесную растительность. Передовой хребет в бассейне Кубани (реки Теберда, Алибек, Гончакхир, Даут, Гондорай, Уллу-Кам), по существу, является крайним восточным пределом поясного распространения хвойных и хвойно-широколиственных лесов Большого Кавказа.

Следует отметить, что сама орография Северного Кавказа и обусловленная ею изменчивость метеорологических условий в пределах крупных хребтов, крупных продольных и поперечных депрессий способствуют формированию даже в пределах отдельных геоструктур своих типов вертикальной поясности. На рассматриваемой территории Передового хребта выделяются два типа вертикальной поясности. Северная и северо-восточная его части с континентальными чертами климата имеют тип вертикальной поясности, в котором снизу вверх горно-подзолистые почвы под сосновыми и еловыми лесами (Ромашкевич, Татарникова, 1980) сменяются выше субальпийскими и альпийскими лугами. Южная и юго-западная части Передового хребта, обращенные к Главному хребту, со сравнительно мягким и влажным климатом характеризуются типом вертикальной поясности, в котором нижний пояс с бурыми лесными почвами сменяется выше субальпийскими и альпийскими лугами.

Полевые работы в пределах Передового хребта показали практически отсутствие элюво-делювиев как почвообразующего материала почв. Почвообразующими породами, как правило, является смесь кристаллических, метаморфических и осадочных пород разного состава, разной степени измельченности и неоднородности. Эти поверхностные отложения претерпели длительную физическую и отчасти химическую переработку в ледниковые и послеледниковые этапы развития Большого Кавказа. Несомненно, что в их переработке главную роль играли водно-ледниковые и криогенные процессы. Э. Эвальд (1980) называет такие отложения "перигляциально-переотложенными покровами".

Вместе с тем для таких толщ почвообразующего материала в условиях крайне расчлененного рельефа Передового хребта Большого Кавказа с мощным проявлением денудации не свойственна та "упорядоченность" их строения (определенные типы слоистости), которая характерна для сходных поверхностных отложений среднеевропейских гор (Эвальд, 1980). Поверхностные покровы Передового хребта Большого Кавказа сложены более "хаотично". Это подтверждается механическим составом отложений из трех разрезов, который показывает, что даже в самой верхней части почвообразующих толщ наблюдается крайняя пестрота в размерности слагающего материала (табл. 3).

Безусловно, в перераспределении механических элементов по фракциям и горизонтам играют роль, хотя и не определяющую, современные процессы выветривания — почвообразования.

Как видно из данных табл. 3, в профилях от поверхности до глубины 80—139 см наблюдается два слоя по содержанию фракции 1,0—0,25 мм: верхний с ее наименьшим содержанием (до глубины 25—60 см) и нижний — с более высоким. В то же время все три разреза, расстояния между которыми не превышают 1,5—2 км, по содержанию фракции 1,0—0,25 мм

Таблица 3
Механический состав почв

Разрез	Генетический горизонт	Глубина, см	Гигроскопическая влага, %	Размер частиц, мм; содержание фракций %	
				1,0–0,25	0,25–0,05
2	A1'	0–6	5,70	7,7	22,5
	A1''	6–16	4,68	7,5	24,1
	AB	25–35	3,25	8,0	24,4
	B	60–70	2,23	12,1	30,1
	BC1	85–95	2,30	12,6	30,9
	BC2	129–139	2,15	14,2	29,8
8	A	0–6	3,69	12,2	22,6
	AB	13–24	4,01	10,5	20,9
	B1	30–40	3,77	13,8	27,0
	B2	50–60	2,93	15,5	29,0
	B2	80–90	2,28	22,4	32,3
	A	0–6	2,35	25,9	23,3
6	B1	15–25	1,20	28,4	30,6
	BC1	35–55	0,88	40,5	28,4
	BC2	60–70	0,69	44,4	28,6
	C	70–80	0,02	60,5	24,1

резко различаются. Различаются они и по содержанию частиц < 0,01 мм: так, почва разреза 6 является наиболее легкой по механическому составу, разреза 8 — наиболее тяжелой, дисперсной, а почва разреза 2 занимает среднее между ними положение и довольно однородна по содержанию фракций < 0,01 мм. Илистая фракция в одних разрезах имеет тенденцию увеличения в верхней части профиля (разрезы 8 и 6), в других — незакономерного распределения, трудно объяснимого с точки зрения современного выветривания—почвообразования (разрез 2). В целом анализ данных механического состава показывает исходную неоднородность почвообразующего материала почв. Необходим очень осторожный подход к толкованию роли современного почвообразования в формировании механического состава почв и других физико-химических показателей.

Следует также обратить внимание на тот факт, что в результате ярко выраженных ветровальных явлений, особенно в поясе хвойных и хвойно-широколиственных лесов, происходит дополнительное современное перемещение материала средних и нижних горизонтов почв вверх с тем или иным погребением материала верхних горизонтов и общим смещением таких ветровальных толщ по склонам. Это еще более усложняет понимание генезиса толщ по механическому составу. Такого рода нарушение можно предполагать в разрезах 8 и 6.

О различиях химического состава обломков пород, за счет которых формируется почвообразующая толща одного и того же разреза, можно судить по результатам анализов (табл. 4).

Объектом наших исследований являлись бурые горно-лесные почвы нижнего пояса в типе вертикальной поясности южного склона Передового хребта (рис. 6). В качестве ключа был выбран склон южной экспозиции к р. Алибек, разделяющей Главный и Передовой хребты. Пихтовый, пихтово-еловый и пихтово-буковый лес занимает здесь нижнюю часть склона с абсолютными отметками 2110–2150 м. Выше он переходит в буковое криволесье, являющееся, по существу, лесо-луговой зоной (абсолютные высоты 2150–2200 м). С высоты более 2200 м начинаются субальпийские луга с куртинами березы по наиболее каменистым участкам. В настоящее время наблюдается явная экспансия лесной растительности в луговой пояс. Альпийский пояс, расположенный выше 2600–2700 м, выражен менее четко, чем субальпийский. Такова общая структура вертикальной поясности на рассматриваемом склоне.

Метеорологические условия ключевого участка частично можно охарактеризовать по данным метеонаблюдений на Домбайской Поляне, расположенной в расширенной долинной части при слиянии рек Алибек, Восточной и Западной.

Таблица 4

Валовый химический состав пород, % на прокаленную навеску

Образец	Потеря при прокаливании	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Молекулярные отношения		
								$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
1	1,84	82,55	9,70	3,24	2,22	0,84	0,05	15,22	68,50	12,45
2	2,95	68,94	19,13	4,22	1,19	1,05	0,04	9,58	43,84	7,86

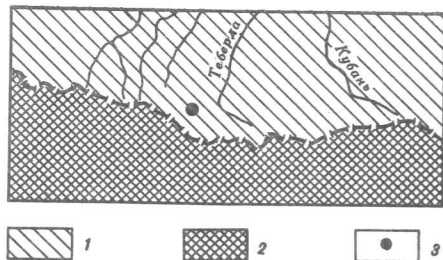


Рис. 6. Схема района исследований

1 — зона Передового хребта; 2 — зона Главного хребта; 3 — ключ

Аманауз и Домбай-Ульген. Среднегодовая температура составляет $3,8^{\circ}$, наиболее низкие температуры наблюдаются в январе-феврале $-4,7$, $-6,8^{\circ}$, наиболее высокие в июле и августе $-12,9$ и $13,6^{\circ}$; количество осадков в год составляет 1356 мм, коэффициент увлажнения 2, число дней со снежным покровом — 150–200.

Эти данные дают весьма ограниченное представление о метеорологических условиях на рассматриваемой территории; так, в частности, температура измеряется в тени, при этом не учитывается большой контраст температур в зависимости от освещения, а диапазон этих различий составляет в альпийском и субальпийском поясе Передового хребта до 15° .

Учитывая значительное количество солнечных дней, можно представить, насколько активная температура в целом выше учитываемой при метеонаблюдениях. Очень большую "утепляющую" роль для растительности и почв играет снежный покров, мощность которого на склонах достигает 2 м. Продолжительность залегания — 6 месяцев.

Обратимся теперь непосредственно к морфологическим и аналитическим материалам, касающимся почв рассматриваемого ключа. В связи с общей крутизной склона, выходами скальных пород, наличием значительных количеств крупных (до 5–10 м) валунов на поверхности, явной выраженностью ветровала со всеми его последствиями (ямочно-бугорковый рельеф с перемешиванием и перемещением верхних и средних горизонтов почв) выбрать место для изучения разрезов почв с максимальным проявлением выветривания—почвообразования на месте без привноса (и выноса) материала со стороны весьма трудно. При отборе характерных разрезов мы руководствовались критериями закономерной смены и выраженности в профиле составляющих их горизонтов.

Морфология и микроморфология почв

Все разрезы заложены на склонах крутизной $20-30^{\circ}$, почвы отличаются щебнистостью. Количество и размеры обломков пород в профилях увеличиваются с глубиной, особенно с 40–50 см. Нижняя часть профилей представлена крупными (иногда до 0,5–1 м) обломками — валунами с небольшим количеством мелкозема между ними. Разрезы заложены под

пихтовым лесом с подростом бука, под пихтово-еловым лесом с буком, под буковым лесом с пихтовым подростом.

Таким образом, уже изначально разрезы неоднородны не только по механическому составу почвообразующего материала, но и по влиянию растительности (опада, корневых систем и их продуктов) на характер почвообразования.

В морфологии профилей отмечаются темно-бурые тона окраски гумусовых горизонтов, бурые — горизонтов АВ, преимущественно желто-бурые — горизонтов В, буровато-желтые и желтые — горизонтов ВС.

Разрез 2. Абсолютная высота 2050 м. Мощный пихтовый лес, возраст до 300 лет, с подростом бука. Склон 25° , экспозиция южная. На поверхности хорошо выражена злаково-разнотравная растительность. Местами очень крупные валуны (до 5 м). Породы — смесь хлоритово-сланцев и серых диоритов. Сверху несплошной пихтовый опад (2–3 см).

А1' 0–7 см. Темно-коричневый, суглинистый, с большим количеством хвоинок и тонких корней, порошистый, рыхлый, влажный. Переход заметный по количеству корней и цвету.

А1'' 7–20 см. Бурый, непрочнокомковатый, с большим количеством крупных корней, суглинистый, влажный, есть обломки пород разного размера. Переход заметный по количеству корней и окраске.

АВ 20–52 см. Светло-бурый, влажный, суглинистый, непрочнокомковатый, корней меньше и они мельче, значительное количество обломков пород. Переход слабо заметен.

В 52–73 см. Желто-бурый, влажный, суглинистый, непрочнокомковатый, корней меньше, много обломков пород разных размеров. Переход слабо заметен по окраске, к низу появляется масса крупных валунов (до 0,5–1 м).

ВС1 73–115 см. Буровато-желтый, суглинистый, влажный, есть корни, много крупных валунов. Переход по механическому составу — появляется в большом количестве грубопесчаная фракция.

ВС2 115–140 см. Яркий, желтый, влажный, грубопесчаный со щебнем, есть корни. и глубже.

Разрез 8. Мощный пихтово-еловый лес с буком, сомкнутость 70%, возраст около 300 лет, на поверхности много гниющих ветровальных стволов; есть выход скальных пород. Склон $20-30^{\circ}$. На поверхности опад из веток и хвои ели и пихты, листьев бука мощностью до 2 см.

А 0–6 см. Темно-коричневый, суглинистый, свежий, переплетен и уплотнен корнями ели (наибольшая их масса). Переход заметный.

А 6–13 см. Буровато-серый, мелкокомковато-зернистый, суглинистый, свежий, очень много корней. Переход неровный, заметный.

АВ 13–24 см. Бурый, комковатый, суглинистый, свежий, к низу увеличивается количество обломков пород, корней много. Переход постепенный, заметный по окраске и корням.

В1 24–47 см. Бурый с палевым оттенком, непрочнокомковатый, суглинистый, увеличивается количество обломков пород.

В2 47–90 см. Яркий, желто-бурый, рыхлый, с большим количеством щебня, суглинистый, корней мало, влажный; копается с трудом.

Разрез 6. Буковый лес с пихтовым подростом, возраст 100–150 лет, разреженный, стволы изогнуты снежными лавинами, хорошо выражен травянистый покров: злаки, папоротники; есть азалия. На поверхности слежавшаяся, полуразложившаяся подстилка мощностью до 3 см. Вверху

слоистая, преимущественно из листьев бука, низ более рыхлый, лучше разложившийся.

- A 0–6 см (местами до 11 см). Темно-коричневый, легкосуглинистый, слегка уплотнен; непрочный комковато-зернистый; много корней, много мелкого щебня кристаллических пород. Переход языками, ясный.
- B1 11–34 см. Желто-бурый, легкий суглинок, непрочный зернисто-комковатый, корней очень много – на границе с ВС их максимум; много мелкого щебня, уплотнен, влажный. Переход неровный.
- BC1 34–58 см. Желтый с зеленоватым оттенком, легкосуглинистый, с большим количеством тонкоразрушенного материала, очень много обломков – от неокатанных до среднеокатанных, слабо выражена зернистость. Переход неровный.
- BC2 58–71 см. Желтый с зеленоватым оттенком, очень много щебня, корни единичны, супесь. Мелкозем между обломками пород, рыхлый, свежий.
- C 71 см и глубже. Желтовато-зеленоватый, представлен сильновыветрелой массой кристаллических пород разного размера.

По механическому составу почвы суглинистые, иногда легкосуглинистые, структура непрочная комковатая или зернисто-комковатая. Наибольшее количество корней сосредоточено в верхних горизонтах (до 20–30 см). На глубине более 60–70 см корни единичные. Профили имеют разную степень развитости по морфологическим признакам, составу горизонтов и их мощности. Наименее развитыми среди них являются профили под букowymi и пихтово-букowymi древостоями. Видимо, это определяется тем, что бук поселяется на наиболее нарушенных участках с более грубым составом почвообразующего материала, являясь здесь пионерной породой (Хапаев, 1974).

Микроморфологические исследования показали, что профили под пихтово-еловыми древостоями при их морфологической развитости и ненарушенности имеют признаки прежних ветровальных деформаций. Они диагностируются по наличию в поверхностных гумусовых горизонтах крупных красно-бурых коллоидных натеков, обычно характерных для горизонтов В, ВС, С и являющихся признаком лессиважа. Это свидетельствует об образовании сегодняшних гумусовых горизонтов многих почв за счет материала горизонтов В и ВС. В то же время в нижних горизонтах имеются коллоидные натеки, связанные с современной фазой формирования профилей почв. Учитывая, что те или иные количества натеков встречаются во всех профилях, что высокая степень щебнистости и склоновые позиции в гумидных условиях создают явления глубокого вертикального и "рассеивающего" бокового перемещения частиц, можно считать, что в целом процесс лессиважа характерен для всех рассматриваемых почв.

Наиболее важным микроморфологическим признаком является наличие земляных (не илистых!) оболочек на обломках минералов и пород в средних и нижних горизонтах всех рассматриваемых почв. Иначе говоря, основной материал фракций $< 0,01$ мм обладает определенной связностью, липкостью, несмотря на то что его наиболее дисперсная часть (по данным дифрактометрических исследований) представлена иллитом, хлоритом, хлорит-вермикулитом, реже вермикулитом.

При неясности микроморфологических проявлений вымыва частиц $< 0,01$ мм можно все-таки полагать, что земляные оболочки на обломках минералов – в известной степени результат этого процесса. Вероятно, их образование может быть связано с весенним таянием мощного снежного

покрова в районе исследований и "массированным" (сравнительно) вымывом частиц в это время. Вместе с тем, по данным механического состава, такой вымыв (по сумме фракций $< 0,01$ мм) совершенно не выявляется. И наоборот, при примерно равномерном распределении фракций $< 0,01$ мм по горизонтам в разрезе 2, в разрезах 8 и 6 они резко преобладают не в нижних, а в верхних горизонтах, до глубины 30 см (см. табл. 3). По-видимому, можно предполагать, что, с одной стороны, в верхних горизонтах (до 30 см) проявляется наибольшая активность почвообразования с максимальным дроблением–выветриванием грубодисперсного материала, с другой – старые и современные ветровальные процессы постоянно перемещивают почвенную толщу, нарушая все элементы элювиального почвообразования. Все это к тому же происходит за счет исходно неоднородной толщи почвообразующих пород (см. выше).

Таким образом, данные механического состава почв в целом имеют довольно сложное толкование и вряд ли могут быть использованы без микроморфологических исследований почв.

К важным микроморфологическим признакам почв относится строение органического вещества и дисперсной минеральной массы. Гумусовые горизонты переполнены полуразложившимся органическим материалом, сильно размельченным, потерявшим клеточное строение. Он в значительной степени маскирует характер дисперсной минеральной массы верхних горизонтов. С этим в известной степени связана изотропность материала в шлифах из образцов почв. Вместе с тем местами заметно образование органической плазмы по растительным остаткам. Общее разложение растительных остатков происходит при активном воздействии грибов, а также мезофауны – первичных (клещи) и вторичных (дождевые черви) разлагателей. Местами представители мезофауны наиболее активны на глубине 20–40 см и формируют здесь копрогенную микроструктуру.

В рассматриваемых почвах доля собственно глинистого материала в формировании строения основной массы почв невелика. Значительные количества грубых фракций, характер самого глинистого материала (преимущественно хлорит, иллит, хлорит-вермикулит) не способствуют его оптической ориентации. Строение наиболее дисперсного материала можно условно назвать локально-грубочешуйчатым с весьма низким двупреломлением. При этом чаще всего чешуйки – это не агрегаты глинистых частиц или псевдокристаллы (как это понимается в микроморфологии), а индивидуальные чешуйки иллита или хлорита. Необходимо также отметить, что такие глинистые минералы, как иллит, хлорит и хлорит-вермикулит, в рассматриваемых почвах составляют не только фракцию $< 0,001$ мм, но вследствие своей "генетической" крупноразмерности в значительной степени и все пылеватые фракции. В то же время, судя по земляным пленкам на первичных минералах, значительная часть фракций механического состава явно имеет свойства связности, липкости.

Рассматриваемые почвы исключительно богаты такими сравнительно легковыветривающимися минералами, как плагиоклазы, биотиты, амфиболы, пироксены. Все они находятся в состоянии прогрессирующего физического и химического выветривания. Степень выветрелости минералов на сегодняшний день – это результат всей совокупности трансформаций от постмагматических изменений и ряда последовательных смен этапов

морозного перигляциального выветривания — разрушения до собственно выветривания — почвообразования в условиях, близких современным.

Признаки выветривания следующие: растрескивание и раздробление обломочного материала; потеря—выход железа из амфиболов, пироксенов, биотита; оглинение по трещинам и с поверхности обломков минералов — хлоритизация и вермикулитизация биотита и амфиболов с выделением свободных форм Fe_2O_3 , иллитизация плагиоклазов. К—Na-полевым шпатам в наибольшей мере свойственны процессы физического растрескивания и раздробления.

Физико-химические свойства почв

В формировании современного облика рассматриваемых почв, их дифференциации на горизонты главную роль играет органическое вещество. В сравнительно короткие сроки оно сглаживает следы экзогенных процессов предыдущих фаз развития почв, маскирует в горных условиях всю ту систему нарушений, которые почвы испытывали на протяжении

Таблица 5

Состав гумуса почв*

Разрез	Генетический горизонт	Глубина, см	С, %	С, % в пирофосфатной вытяжке	Гуминовые	
					в пирофосфатной вытяжке	фр. I
2	A1'	0—6	10,73	4,37	1,87	2,05
				40,7	17,4	19,1
	A1''	6—16	6,74	3,24	1,32	1,51
				48,1	19,6	22,4
	AB	25—35	3,55	1,85	0,51	0,65
8	B	60—70	1,70	52,1	14,4	18,3
				0,90	0,23	0,25
	A1'	0—6	7,11	52,9	13,5	14,7
				3,03	1,15	1,18
	AB	13—24	3,71	42,62	16,17	16,60
6	B	30—40	3,50	1,88	0,56	0,53
				50,67	15,09	14,29
	A	0—6	9,33	2,09	0,50	0,50
				59,71	14,29	14,29
	BC1	35—55	2,10	3,48	1,33	0,80
	B	15—25	3,70	37,30	14,26	8,57
				1,41	0,34	0,18
				38,10	9,19	4,86
				0,54	0,09	0,05
				25,71	4,29	2,38

*В числителе — % к почве, в знаменателе — % к общему С в почве.

своего развития, и в конечном итоге создает иллюзию элювиального почвообразования. Все это отчетливо выявляется при сопоставлении морфологии, микроморфологии и химического состава почв.

Самые верхние горизонты почв чрезвычайно богаты органическим веществом — 12—18% на глубине до 6 см (табл. 5). Согласно микроморфологическим наблюдениям, можно считать, что в основном это недоразложившиеся продукты гумификации, составляющие негидролизуемый остаток. Таким образом, налицо признаки грубогумусности. Ниже идет постепенное уменьшение гумуса при довольно больших его количествах в горизонтах АВ и В1 (до 6%). Главные особенности состава гумуса почв заключаются в его гуматно-фульватном характере, практически в отсутствии среди гуминовых кислот фракции, связанной с Са, четком увеличении "агрессивной" фракции фульвокислот с глубиной, четкой связи распределения I фракции фульвокислот в профиле с распределением I фракции гуминовых кислот.

Различия в составе гумуса между разрезами определяются разным характером оседания гуминовых кислот в профиле: равномерное рас-

кислоты	Фульвокислоты			Фульво-кислоты в 0,1 NaOH	Негидро-лизуемый остаток	$\frac{C_{гк}}{C_{фк}}$
	фр. II	в пирофосфатной вытяжке	фр. Ia	фр. I		
0		2,50	0,39	1,28	1,67	59,3
		23,3	3,6	12,0	15,6	
0		1,92	0,42	1,09	1,51	51,9
		28,5	6,2	16,2	22,4	
0		1,34	0,66	0,44	1,10	47,9
		37,7	18,6	12,4	31,0	
0		0,67	0,55	0,11	0,66	47,1
		39,4	32,4	6,4	38,8	
0		1,88	0,63	1,18	1,81	57,38
		26,45	8,86	16,59	25,45	
0,03		1,32	0,76	0,56	1,32	49,33
0,80		35,58	20,48	15,10	35,58	
0		1,59	0,92	0,65	1,57	40,29
		45,42	26,28	18,57	44,85	
0,53		2,15	0,42	2,28	2,70	62,70
5,69		23,04	4,50	24,44	28,94	
0,16		1,07	0,66	0,55	1,21	61,90
4,33		28,91	17,84	14,87	32,71	
0,04		0,45	0,37	0,18	0,55	74,29
1,91		21,42	17,62	8,57	26,19	

пределение их на всю мощность профиля (разрез 8), большее осаждение в верхней части профиля (разрез 2) и преобладающее — в маломощном гумусовом горизонте (разрез 6). При этом гуминовые кислоты в зрелых профилях представлены исключительно I фракцией, наиболее мобильной или динамичной. Только в разрезе 6, под буковым древостоем, идет образование и связанной с Са фракции, несмотря на молодой возраст, что, видимо, определяется спецификой букowego опада.

Поведение фульвокислот в почвах иное: в более зрелых профилях наблюдается четкое увеличение их с глубиной (разрезы 2 и 8), в "молодых" (разрез 6) — более однородное распределение с некоторым увеличением в средней части профиля. В то же время агрессивная фракция фульвокислот во всех почвах, с той или иной четкостью, увеличивается к нижним горизонтам.

Интересны данные по содержанию негидролизующего остатка. Разрезы 2 и 8 сходны по его содержанию — максимум наблюдается в верхней части гумусового горизонта. Разрез 6 выделяется очень высоким содержанием негидролизующего остатка во всем профиле, не очень понятно увеличение его в самом нижнем горизонте. Микроморфологические исследования образцов почв всех разрезов (не только верхних горизонтов, но и всего профиля) показывают, что главную часть негидролизующего остатка составляют продукты неполной гумификации хвойно-лиственного и корневого опада, т. е. "предгумусовые" вещества.

Сопоставление данных по составу органического вещества позволяет высказать некоторые положения об эволюции гумуса горно-лесных почв от молодых стадий почвообразования к более зрелым, исходя из рассмотренной выше морфологии профилей и возраста древостоев. Во-первых, видимо, для наиболее молодых стадий почвообразования (возраст < 100 лет) характерны: наибольший процент негидролизующего остатка (до 60–70%), резкий перепад отношений $C_{гк} : C_{фк}$ от гумусового горизонта к лежащим ниже, четкое осаждение гуминовых кислот в верхнем горизонте. На более зрелых стадиях почвообразования (возраст 200–300 лет), очевидно, идет перестройка всего "аппарата гумификации", проявляющаяся в усилении гумификации недоразложившегося органического материала (уменьшение количества негидролизующего остатка), большем продуцировании гуминовых кислот и проникновении их на всю глубину профиля, возрастании продуцирования агрессивной фракции фульвокислот.

Предположение, что в данном случае мы имеем дело именно с возрастной эволюцией гумуса, а не особенностями древостоев, основывается на тех же данных состава органического вещества разреза 6. Несмотря на то что под буковыми древостоями, в сравнении со смешанными и хвойными, обычно образуется более "мягкий" гумус, в данном случае он явно более грубый (большой негидролизующий остаток, более низкие отношения $C_{гк} : C_{фк}$).

При общей сравнительной подвижности гумусовых кислот в рассматриваемых почвах подвижные железо и алюминий (по Тамму) имеют лишь небольшую тенденцию увеличения к средней (Fe) и нижней (Al) частям профиля в наименее нарушенных почвах (разрез 2). В других случаях — увеличение количества их вверху или более или менее рановерное распределение по профилю. В распределении общего количества свободного

Таблица 6
Содержание в почвах Fe_2O_3 и Al_2O_3 , %

Разрез	Генетический горизонт	Глубина, см	Fe_2O_3 , по Тамму		Al_2O_3 по Тамму		Fe_2O_3 по Мера-Джексону	
			от веса почвы	от валового содержания	от веса почвы	от валового содержания	от веса почвы	от валового содержания
2	A1'	0–6	0,75	10,08	0,26	1,63	2,03	27,28
	A1''	6–16	0,94	12,46	0,32	2,09	2,41	31,96
	AB	25–35	0,92	11,71	0,42	2,43	2,34	29,80
	B	60–70	0,77	10,25	0,50	2,96	2,18	27,77
	BC1	85–95	0,77	9,90	0,46	2,73	2,28	29,34
	BC2	129–139	0,57	7,18	0,46	2,76	1,83	23,07
8	A	0–6	1,04	15,11	Не опр.		2,00	29,07
	AB	13–24	1,05	14,42	То же		2,08	28,57
	B1	30–40	0,80	11,86	"		1,83	27,15
	B2	50–60	0,71	10,45	"		1,54	22,68
	B2	80–90	Не опр.		"		1,58	23,03
	A	0–6	0,68	14,65	Не опр.		1,24	26,72
6	B	15–25	0,69	12,27	То же		1,46	25,97
	BC1	35–55	1,25	20,52	"		1,47	24,13
	BC2	60–70	0,61	9,90	"		0,86	13,96
	C	70–80	0,35	6,29	"		0,76	13,66

Fe_2O_3 , определяемого по Мера-Джексону, в общем наблюдается близкая картина (табл. 6). Сравнительно высокое содержание несиликатных Fe_2O_3 , вероятно, является суммарным эффектом высвобождения его из алюмосиликатов на протяжении всей истории развития поверхностных отложений, включая современное выветривание—почвообразование.

Как видно из данных табл. 7, для почв характерна кислая — слабокислая реакция. В наиболее молодом профиле под буком (разрез 6) кислотность увеличивается к верхней части профиля. Такая же картина наблюдается в профиле, нарушенном ветровалью (разрез 8). Иная картина наблюдается в зрелом профиле горно-лесной почвы без признаков нарушений (разрез 2): наименее кислыми являются верхняя часть гумусового горизонта (pH 6) и горизонты BC (pH 5,7), несколько кислее горизонты A1'', AB, B (pH 5,4–5,6). В известной мере это соответствует и содержанию обменного водорода (до 4,3–10,3 мг-экв) в наиболее кислых горизонтах. Частично кислотность обусловлена и обменным алюминием. Разрез 8 выделяется высоким содержанием обменного алюминия в гумусовом горизонте (до 4,8 мг-экв). Очевидно, это обусловлено ветровальной нарушенностью почв (перемещение нижних горизонтов вверх), а подвижный Al является результатом предшествующих этапов выветривания почвообразующего материала.

За исключением самого верхнего горизонта с содержанием поглощенных оснований до 16–46 мг-экв, профили отличаются незначительным их содержанием (в пределах 2–6 мг-экв). Распределение поглощенных оснований в разрезе 8 еще раз подтверждает его нарушенность ветровальными

Таблица 8
Валовой состав почв, %

Разрез	Глубина, см	Потеря при прокаливании	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂
2	0-6	35,82	65,51	15,87	7,44	1,11
	6-16	24,34	67,27	15,27	7,54	1,15
	25-35	14,80	66,48	17,22	7,85	1,14
	60-70	9,86	67,24	16,84	7,51	1,15
	85-95	9,14	66,45	16,82	7,77	1,18
	129-139	8,38	66,11	16,65	7,93	1,12
8	0-6	18,19	63,34	17,25	8,14	He опр.
	13-24	13,77	61,80	19,11	8,30	"
	30-40	13,28	61,29	19,31	7,64	"
	50-60	10,88	62,46	19,80	7,53	"
	80-90	9,25	62,74	18,84	7,50	"
	129-139	8,38	66,11	16,65	7,93	1,12
6	0-6	19,20	70,15	17,29	5,53	He опр.
	15-25	8,81	68,18	17,31	6,12	"
	35-55	5,94	67,40	17,58	6,46	"
	60-70	4,87	66,19	16,74	6,46	"
	70-80	3,49	70,48	15,18	5,76	"

Таблица 9
Валовой состав ила, %

Разрез	Глубина, см	Потеря при прокаливании	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO
2	0-6	37,53	51,00	15,47	24,43	1,45	2,00
	6-16	33,89	50,08	15,85	24,82	1,48	2,12
	25-35	29,27	47,21	16,98	27,04	1,71	1,60
	60-70	25,56	46,08	17,77	28,05	1,85	0,84
	85-95	23,42	46,22	17,75	27,73	1,85	0,72
	129-139	23,33	47,46	16,63	27,75	1,67	0,69
8	0-6	37,28	46,91	16,58	26,75	He опр.	1,96
	13-24	27,89	48,56	15,46	28,64	"	1,16
	30-40	31,08	45,11	15,03	30,67	"	2,24
	50-60	31,37	48,85	14,75	30,17	"	0,86
	80-90	30,41	44,39	13,09	33,12	"	1,91
	129-139	23,33	47,46	16,63	27,75	1,67	0,69
6	35-55	25,60	40,88	19,40	26,70	0,98	2,04
	70-80	21,62	42,71	17,63	26,57	1,13	2,01

CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Молекулярные отношения		
				SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ Fe ₂ O ₃	SiO ₂ R ₂ O ₃
3,34	1,92	0,26	2,06	7,00	23,45	5,39
2,19	1,92	0,23	2,00	7,48	23,72	5,68
1,62	2,06	0,15	1,98	6,55	22,54	5,07
1,54	1,95	0,16	1,92	6,78	23,81	5,27
1,55	2,24	0,13	2,12	6,70	22,76	5,18
1,48	2,22	0,12	2,27	6,74	22,19	5,17
3,52	1,68	0,13	He опр.	6,17	21,0	4,77
3,55	3,05	0,12	"	5,36	20,40	4,25
3,31	2,65	0,10	"	5,61	25,25	4,59
3,67	2,40	0,11	"	5,42	25,75	4,47
3,50	2,59	0,12	"	5,77	26,00	4,72
1,52	1,22	0,20	He опр.	7,25	38,66	6,10
0,89	1,46	0,18	"	7,06	37,66	5,94
0,78	2,02	0,13	"	6,58	28,00	5,33
1,04	1,98	0,14	"	6,87	27,50	5,00
0,78	1,96	0,14	"	8,35	39,00	6,88

MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Молекулярные отношения		
				SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ Fe ₂ O ₃	SiO ₂ R ₂ O ₃
2,30	He опр.	2,39	3,54	8,76	2,52	
2,22	"	2,23	3,42	8,40	2,43	
2,52	"	1,95	2,96	7,39	2,11	
2,55	"	1,96	2,79	6,81	1,98	
2,42	"	2,08	2,83	6,93	2,01	
2,30	"	2,66	2,90	7,59	2,10	
4,36	0,08	He опр.	2,96	7,62	2,14	
3,81	0,16	"	2,88	8,40	2,14	
4,07	0,08	"	2,49	8,04	1,90	
3,72	0,20	"	2,74	8,90	2,09	
4,52	0,12	"	2,27	9,08	1,82	
3,84	0,17	0,88	4,00	2,61	5,66	1,79
4,38	0,25	1,09	4,35	2,73	6,45	1,92

ных минералов типа хлорит—вермикулит. Иллюстративно высокое ожелезнение почв имеют, в том числе, и современный характер. Возможно, так же, как и алюминий, также является признаком прошлого, ривания—почвообразования.

В целом к современным признакам почвообразования гумификация и сравнительная грубогумусность — лессиваж — оподзоливание (?), средняя денудационная деформация.

По современным признакам почвы могут быть гумусными (модер) умеренно холодного климата почв в "Классификации и диагностике почв СССР".

Изучение фактического материала по рассматриваемой в разрезе системы ЭПП неравнозначности работанности наших представлений о признаках при почвообразовании и не строго компонентный понятийный подход к их выявлению.

Так, трансформацию органического вещества почвенной массы по Герасимову, 1975) логично рассматривать — гумусообразование, т. е. разложение с образованием гумусовых веществ, так и собственно гумусовых веществ, особенно гумидного климата, присутствуют и в гумидных почвах, по преобладанию составляющих и степени проявления факторов трансформации органического вещества. Специфика педоморфизма органического вещества. Специфика является общий учет морфологических, микробиологических признаков. При этом на первый план выносятся факторы трансформации органического вещества.

Факторно-компонентные диагностические признаки органических остатков могут быть следующими:

наличие и характер подстилки или травяного войлока; степень разложения органических остатков; участие первичных (а) и вторичных (б) разложения; участие грибов (а), бактериальное (б) разложение; степень участия органической плазмы, образующей подвижную (б);

характер (изотропные или анизотропные) и степень гумусовых комплексов;

состав гумусовых кислот (преобладают ФК или ФК₁);

Согласно перечисленным диагностическим признакам выше почвы выделяются по преимущественному участию разлагателей (мезофауна) в гумификации, выраженности глино-гумусовых комплексов и составу гумусовых кислот.

В признаках трансформации минеральной массы по И.П. Герасимову, 1975) значительности оглинения почти в любом почвенном профиле "оглиненности" многих почвообразующих пород в результате прошлого выветривания—почво-

Эти
ЭПП
ческ
мос
про
вае
дел

необходимо разделение наследованных и современных признаков оглинения. Накопленный микроморфологический и минералогический материал по разным типам почв также указывает на необходимость подразделения оглинения по степени выраженности (по характеру фаз и их количеству) на слабое, умеренное и сильное. Рассматриваемые нами почвы имеют умеренное оглинение, в котором трудно отделить прошлые наследованные черты от современных.

III выщелачивания—оподзоливания (по Герасимову, 1975) представляет, по-видимому, группу процессов, диагностирующих большой ряд процессов. Очевидно, продукты этой группы процессов могут осаждаться в профиле или иметь транзитный вынос за его пределы. Вероятно, целесообразно выделить выщелачивание, лессивирование, оподзоливание на выщелачивание — с осаджением продуктов в профиле или их транзитным выносом. Рассматриваемые выше почвы относятся к средневыщелоченным, лессивированным, с транзитным выносом продуктов почвообразования. Признаки оподзоливания можно лишь предполагать.

В заключение, наконец, периодическое нарушение профилей в результате ветроваль-денудационных явлений, накладывающее отпечаток на всю совокупность ЭПП в них (и приводящее к постоянному омоложению почв), позволяет ввести в ЭПП деформации (Герасимов, 1975) четвертое подразделение — ветровально-денудационную деформацию (наряду с криогенной, биогенной, биогенной).

В целом рассмотренные материалы являются попыткой подойти к оценке ЭПП с позиций накопленных фактических данных, в данном случае по лесным почвам. Это — рабочий материал для дальнейшей разработки теории ЭПП и ее конкретного толкования для классификационных построений.

ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ПОЧВЫ НА ДВУЧЛЕННЫХ ПОРОДАХ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

Почвы, развитые на двучленных породах, давно привлекали внимание исследователей своей необычной морфологией. Двучленные породы, в которых смена литологически- или гранулометрически-неоднородных пород происходит в пределах метра, широко распространены на ледниковых равнинах Европейской территории СССР. Генезис этих пород различен, по какому признаку они могут быть разделены на три группы.

К первой группе относятся породы, в толще которых сочетаются геологически различные слои. Примером таких отложений могут служить моренные или тяжелые озерно-ледниковые отложения, перекрытые флювиогляциальными или древнеаллювиальными песками или супесями (Трутнев, 1977). К этой же группе относятся отложения, состоящие из двух моренных толщ разного гранулометрического состава, из которых нижняя, богатая, является донной или основной мореной, а верхняя — абляционной. Согласно мнению Е.В. Рухиной (1973), эти морены могли быть образованы одним ледником. Находящийся на поверхности ледника материал был преобразован, в основном обезылен, еще до отложения.

ных минералов типа хлорит—вермикулит. Иллитизация, хлоритизация и сравнительно высокое ожелезнение почв имеют, по-видимому, и наследованный, и современный характер. Возможно, так называемый подвижный алюминий также является признаком прошлого, более энергичного выветривания—почвообразования.

В целом к современным признакам почвообразования относятся умеренная гумификация и сравнительная грубогумусность, умеренное выщелачивание — лессиваж — оподзоливание (?), средняя — сильная ветровально-денудационная деформация.

По современным признакам почвы могут быть названы бурыми грубогумусными (модер) умеренно холодного климата (подтип бурых лесных почв в "Классификации и диагностике почв СССР", 1977).

Изучение фактического материала по рассматриваемым почвам показывает в разрезе системы ЭПП неравнозначность и разную степень разработанности наших представлений о признаках трансформации веществ при почвообразовании и не строго компонентный, но чаще факторно-компонентный подход к их выявлению.

Так, трансформацию органического вещества (педоморфизм органической массы по Герасимову, 1975) логично рассматривать как гумификацию — гумусообразование, т. е. разложение с образованием как промежуточных (предгумусовых) веществ, так и собственно гумуса. В большинстве почв, особенно гумидного климата, присутствуют в разной мере обе группы веществ. И, видимо, по преобладанию составляющих эти группы веществ и степени проявления факторов трансформации может строиться диагностика педоморфизма органического вещества. Спецификой такой диагностики является общий учет морфологических, микроморфологических и химических признаков. При этом на первый план выдвигается микроморфологическая диагностика.

Факторно-компонентные диагностические признаки трансформации органических остатков могут быть следующими:

- наличие и характер подстилки или травяного войлока;
- степень разложенности органических остатков в горизонтах А, АВ;
- участие первичных (а) и вторичных (б) разлагателей (мезофауна);
- грибное (а), бактериальное (б) разложение;
- степень участия органической плазмы, образованной на месте (а) и подвижной (б);
- характер (изотропные или анизотропные) и степень выраженности глино-гумусовых комплексов;
- состав гумусовых кислот (преобладают ФК или ГК).

Согласно перечисленным диагностическим признакам рассмотренные выше почвы выделяются по преимущественному участию грибов и первичных разлагателей (мезофауна) в гумификации, слабой или умеренной выраженности глино-гумусовых комплексов и гуматно-фульватному составу гумусовых кислот.

В признаках трансформации минеральной массы (педоморфизм минеральной массы по И.П. Герасимову, 1975) значительна роль наследованности оглинения почти в любом почвенном профиле вследствие "первичной" оглиненности многих почвообразующих пород и оглинения почвокор в результате прошлого выветривания—почвообразования. В связи с

этим необходимо разделение наследованных и современных признаков ЭПП оглинения. Накопленный микроморфологический и минералогический материал по разным типам почв также указывает на необходимость подразделения оглинения по степени выраженности (по характеру продуктов и их количеству) на слабое, умеренное и сильное. Рассматриваемые нами почвы имеют умеренное оглинение, в котором трудно отделить прошлые наследованные черты от современных.

ЭПП выщелачивания—оподзоливания (по Герасимову, 1975) представляют, по-видимому, группу процессов, диагностирующих большой ряд почв. Очевидно, продукты этой группы процессов могут осаждаться в профиле или иметь транзитный вынос за его пределы. Вероятно, целесообразно выделить выщелачивание, лессивирование, оподзоливание на уровне самостоятельных ЭПП с разделением каждого из них по характеру проявления — с осаждением продуктов в профиле или их транзитным выносом. Рассмотренные выше почвы относятся к средневщелоченным, лессивированным, с транзитным выносом продуктов почвообразования. Элементы оподзоливания можно лишь предполагать.

И, наконец, периодическое нарушение профилей в результате ветровально-денудационных явлений, накладывающее отпечаток на всю совокупность ЭПП в них (и приводящее к постоянному омоложению почв), позволяет ввести в ЭПП деформации (Герасимов, 1975) четвертое подразделение — ветровально-денудационную деформацию (наряду с криогенной, гидрогенной, биогенной).

В целом рассмотренные материалы являются попыткой подойти к оценке ЭПП с позиций накопленных фактических данных, в данном случае по горно-лесным почвам. Это — рабочий материал для дальнейшей разработки теории ЭПП и ее конкретного толкования для классификационных построений.

ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ПОЧВЫ НА ДВУЧЛЕННЫХ ПОРОДАХ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

Почвы, развитые на двучленных породах, давно привлекали внимание исследователей своей необычной морфологией. Двучленные породы, в которых смена литологически- или гранулометрически-неоднородных пород происходит в пределах метра, широко распространены на ледниковых равнинах Европейской территории СССР. Генезис этих пород различен, по этому признаку они могут быть разделены на три группы.

К первой группе относятся породы, в толще которых сочетаются геологически различные слои. Примером таких отложений могут служить моренные или тяжелые озерно-ледниковые отложения, перекрытые флювиогляциальными или древнеаллювиальными песками или супесями (Трутнев, 1937). К этой же группе относятся отложения, состоящие из двух моренных толщ разного гранулометрического состава, из которых нижняя, более тяжелая, является донной или основной мореной, а верхняя — абляционной. Согласно мнению Е.В. Рухиной (1973), эти морены могли быть отложены одним ледником. Находящийся на поверхности ледника материал был преобразован, в основном обезылен, еще до отложения.

Типы почвенных профилей и основные ЭПП, формирующие их

Двучленные породы распространены очень широко и встречаются в различных частях таежной зоны. На них формируются почвы, различные по типу строения профилей. Имеющиеся данные позволяют выделить шесть основных типов строения почвенных профилей (рис. 9).

- I: AO-A1-Bmf-A2 $\bar{g}$ (IIA2 $\bar{g}$)-IIBt-IIC
- II: AO-A1-A1A2-Bmf-IIA2 $\bar{g}$ (IIA2 $\bar{g}$)-IIBt-IIC
- III: AO-A1-A2-Bf-A2 $\bar{g}$ (IIA2 $\bar{g}$)-IIBt-IIC
- IV: O(AO)-A2-Bf-A2 $\bar{g}$ (IIA2 $\bar{g}$)-IIBt-IIC
- V: O-AO-A2-Bhf-A2 $\bar{g}$ (IIA2 $\bar{g}$)-IIBt-IIC
- VI: O-A2-Bhf-A2 $\bar{g}$ (IIA2 $\bar{g}$)-IIBt-IIC

Представленные типы строения почвенных профилей имеют ряд особенностей. Главная из них в том, что на контакте пород формируется осветленный горизонт, глубина залегания которого зависит от мощности верхнего наноса, этим же определяется, в каком наносе он формируется. Эмпирически было установлено, что при мощности кроющего слоя менее 50 см осветленный контактный горизонт формируется в подстилающей толще, при большей мощности он образуется преимущественно в верхнем или в верхнем и нижнем наносах, захватывая слои примерно одинаковой мощности. Удовлетворительного объяснения этому пока не найдено.

Благодаря присутствию контактного осветленного горизонта в почвах могут формироваться два осветленных горизонта, верхний из которых располагается ниже гумусового или сразу под подстилкой. Соответственно выделяются два иллювиальных горизонта. Верхний образуется в пределах кроющего наноса, в подавляющем большинстве разрезом он сформирован Al-Fe-гумусовыми процессами и частично процессами метаморфизма. Нижний горизонт представляет иллювиальный текстурный горизонт и располагается в пределах подстилающего наноса.

Сложное строение профиля, имеющего один или два осветленных и два иллювиальных горизонта, позволяет разделить его на два "субпрофиля", верхний из которых целиком располагается в пределах верхнего наноса, а нижний, начинающийся с контактного осветленного горизонта, — в основном в подстилающем наносе, но в ряде случаев захватывает нижнюю часть кроющего наноса.

Сравнение представленного ряда почвенных профилей показывает, что нижние "субпрофили" по набору основных генетических горизонтов одинаковы во всех выделенных типах профилей и по набору основных генетических горизонтов сопоставимы с текстурно дифференцированными почвами на одночленных породах. В то же время верхние "субпрофили" значительно различаются между собой и представляют генетический ряд, в котором усиливаются процессы оподзоливания и Al-Fe-гумусового выноса вещества. По существу, типизация почв проведена по изменению строения именно верхнего "субпрофиля".

Рассмотрим основные черты строения почв с разными типами профилей.

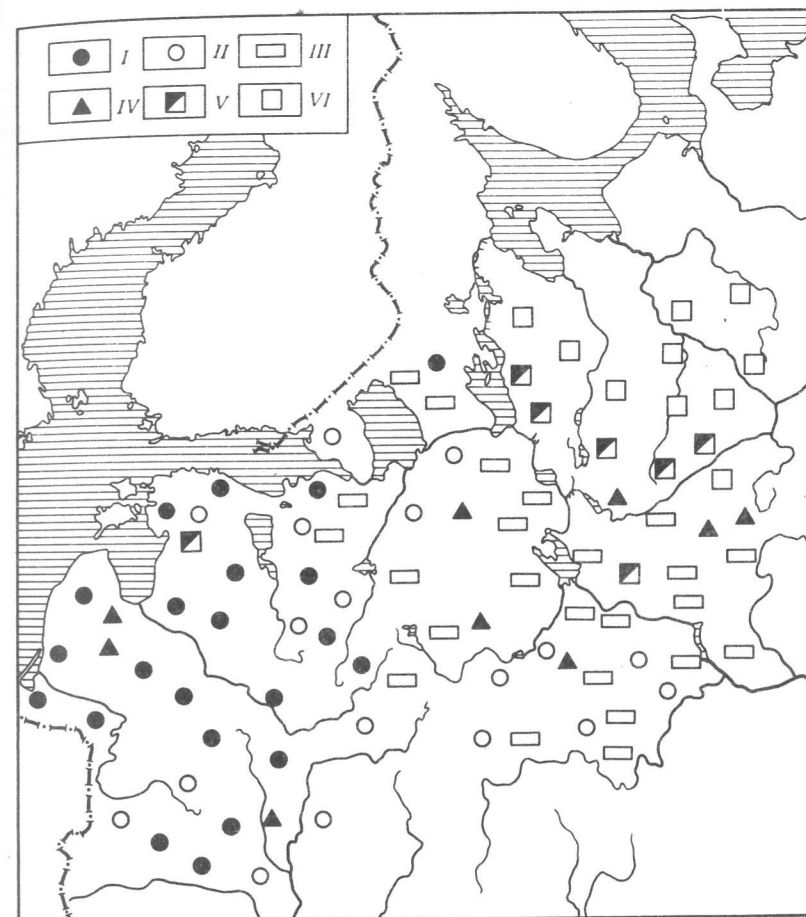


Рис. 9. Картограмма распространения разных типов почвенных профилей на двучленных отложениях

I — AO-A1-Bmf-A2 $\bar{g}$ (IIA2 $\bar{g}$)-IIBt-IIC; II — AO-A1-A1A2-Bmf-A2 $\bar{g}$ (IIA2 $\bar{g}$)-IIBt-IIC; III — AO-A1-A2-Bf-A2 $\bar{g}$ (IIA2 $\bar{g}$)-IIBt-IIC; IV — O(AO)-A2-Bf-A2 $\bar{g}$ (IIA2 $\bar{g}$)-IIBt-IIC; V — O-AO-A2-Bhf-A2 $\bar{g}$ (IIA2 $\bar{g}$)-IIBt-IIC; VI — O-A2-Bhf-A2 $\bar{g}$ (IIA2 $\bar{g}$)-IIBt-IIC

Почвенный профиль I типа строения представляет недифференцированную почву, в профиле которой отсутствует осветленный подгумусовый горизонт. Выделяется хорошо развитый гумусовый горизонт буровато-серой окраски с мулловым гумусом, густо пронизанный корнями. Несмотря на легкий механический состав, образуется непрочная мелкокомковатая структура. Характерно, что минеральные зерна в этом горизонте осветлены, лишены бурых пленок. Ниже залегает горизонт Bmf бурого цвета, иногда слегка ожерствленный, резко переходящий в контактный осветленный горизонт. Контактный горизонт белесового цвета, рыхлый, бесструктурный, часто содержит мелкие конкреции. Этот горизонт карманами и языками вдаётся в расположенный ниже иллювиальный тек-

Т а б л и ц а 11

Аналитическая характеристика почв, развитых на двучленных отложениях

Местополо- жение, раз- рез, источ- ник	Генети- ческий гори- зонт	Глубина, см	pH водн.	Гумус, %	$\frac{C_{гк}}{C_{фк}}$	Сумма по- глощенных катионов, мг-экв/ 100 г почвы
1	2	3	4	5	6	7
Латвийс- кая ССР, 12-69	A1	2-9	5,3	3,73	0,47	12,18
	A1B1	8-11	5,4	2,65	Не опр.	9,46
	B1	11-32	5,3	0,87	0,32	7,54
	A2	40-50	5,6	0,33	Не опр.	4,93
	A2B2	50-60	5,4	Не опр.	"	13,17
	B2	100-110	5,8	"	"	14,20
	C	150-160	5,8	"	"	14,32
Белоруссия, 80-М	AO	0-1	5,5	"	"	14,10
	A1	3-4	4,2	20,0	0,9	15,20
(Романова, 1978)	A1	4-8	3,8	2,50	0,4	5,40
		25-35	4,3	0,70	0,4	1,00
	Bmf	50-60	4,0	0,20	Не опр.	7,70
	BC	90-100	4,1	0,10	"	5,40
	C	160-170	4,2	Не опр.	"	6,00
Белоруссия, 12	A1	2-5	5,3	9,74	1,2	16,34
(Путеводи- тель . . . , 1974)	A1B1	5-11	4,9	2,54	1,5	5,37
	Апал.	15-25	5,4	0,64	0,9	2,47
	A2	55-65	5,8	0,06	Не опр.	1,56
	DA2	75-85	5,0	0,16	"	7,72
	D	110-120	5,0	0,15	"	7,32
Карелия, 76	A1A2	5-10	4,2	6,86	"	13,00
(Апарин, 1975)	A2	14-21	4,9	0,60	"	4,00
	B	31-40	4,6	0,80	"	3,00
	A ₂ "	41-51	5,6	0,30	"	4,00
	A ₂ "B	43-53	5,2	0,30	"	8,00
	C	65-75	5,4	0,20	"	9,00
Новгород- ская область, 124 (Апа- рин, Руби- лин, 1975)	A1	8-10	5,7	Не опр.	"	18,40
	A1A2	10-20	4,2	3,94	"	4,60
	A2пал.	20-30	5,0	0,56	"	1,50
	A2"	33-44	4,8	0,30	"	1,50
	A2"B	50-60	5,0	0,42	"	3,10
	A2"B	70-80	5,1	0,30	"	3,80
	C	95-105	6,9	0,43	"	3,40
Смоленская область, 2398	A1	1-6	4,8	1,47	0,76	8,20
	A2	10-20	5,0	0,05	Не опр.	4,30
	A2B	30-40	5,0	0,05	"	1,30
(Долгова, 1963)	Bf	40-50	5,2	0,03	"	0,80
	A2 ₁	60-70	5,2	0,02	"	0,80
	A2 ₂	75-88	5,4	0,01	"	0,80
	D	100-110	Не определялось		"	
Калинин- ская об-	A1	2-10	5,1	3,40	Не опр.	4,30
	A2	15-20	4,6	0,74	"	2,40

Насы- щенность, %	Содержание частиц < 0,001 мм, %	Fe ₂ O ₃ , %		Валовой состав, %		
		по Тамму	по Джек- сону	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
8	9	10	11	12	13	14
76	7	0,27	0,69	87,13	1,44	7,08
80	7	0,33	0,64	88,35	1,30	6,69
87	7	0,27	0,60	86,32	1,34	7,17
86	6	0,14	0,52	87,20	1,28	7,06
91	7	0,27	0,83	84,20	3,03	9,80
86	17	0,31	0,99	81,34	3,11	10,14
88	21	0,32	0,93	82,39	3,33	10,46
71	10	0,08	Не опр.	Не определялось		
46	12	0,47	"	83,91	2,30	5,80
38	8	0,42	"	86,00	1,80	5,50
60	7	0,23	"	85,80	1,50	6,20
62	16	0,57	"	82,00	3,00	7,00
90	12	0,38	"	83,9	2,90	5,90
93	9	0,44	"	83,9	2,90	5,90
48	3	0,20	"	88,6	2,00	4,70
68	5	0,24	"	89,2	1,80	4,90
94	7	0,26	"	88,9	1,50	5,80
96	2	0,11	"	91,1	1,40	3,90
98	17	0,23	"	84,9	3,10	7,40
98	14	0,20	"	85,4	2,60	7,40
27	6	0,37	0,24	78,32	1,99	11,88
40	6	0,28	0,36	79,05	1,88	10,35
13	6	0,33	0,52	75,08	2,83	11,79
37	13	0,28	0,46	74,80	2,94	11,57
56	20	0,28	0,65	73,97	3,73	13,60
57	20	0,33	0,54	74,46	5,28	10,46
61	8	Не определялось				
28	7	"				
20	4	"				
21	6	"				
30,6	27	"				
43,4	28	"				
53,6	28	"				
Не опр.	4	0,35	Не определялось			
"	1	0,25	"			
"	1	0,82	"			
"	3	0,89	"			
"	1	0,57	"			
"	1	0,61	"			
"	24	Не опр.	"			
29	5	0,08	0,14	Не определялось		
13	3	0,15	0,28	То же		

Таблица 11 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
ласть,	Bf	26-36	5,0	1,19	Не опр.	2,60
17-79	A2g	46-52	5,1	0,24	"	2,40
	Bt	55-65	5,3	Не опр.	"	9,60
	BC	80-90	5,0	"	"	9,10
Ярославская	A1A2	4-8	5,6	0,26	"	0,80
область,	B1A2	10-20	5,4	0,43	"	1,10
1-75	Bf	25-35	5,6	0,25	"	0,64
	Bf	40-50	5,7	0,14	"	0,51
	A2g	51-58	5,5	0,19	"	0,57
	A2gBt	65-75	5,5	Не опр.	Не опр.	2,83
	Bt	105-115	5,1	"	"	11,85
Вологодс-	A2	7-15	5,1	0,32	"	0,20
кая об-	Bhf	15-19	5,2	3,13	"	1,45
ласть,	Bf	30-40	5,7	0,19	"	0,83
24-75	A2gB2	55-65	5,6	0,11	"	3,06
	B2t	75-85	5,6	0,13	"	6,90
	B2C	115-125	5,8	Не опр.	"	10,45
	C	140-150	5,9	"	"	11,00
Архангель-	A2	7-14	5,0	0,80	0,26	3,00
ская об-	Bhf	14-22	5,4	2,50	0,18	5,00
ласть,	Bf	22-32	5,8	0,50	0,18	4,00
12-76	A2g	32-39	5,9	0,40	0,15	10,00
	Bt	39-60	6,3	0,20	Не опр.	15,00
	C	60-80	7,8	0,20	"	Не опр.
Костромс-	A1A2	5-10	4,5	5,50	1,31	1,86
кая об-	A2	10-20	5,3	0,48	0,44	0,12
ласть,	Bf	25-35	5,2	1,17	0,16	0,62
8-77	Bf	32-44	5,6	0,51	0,14	Нег
	A2g	55-65	5,5	Не опр.	Не опр.	"
	B1	65-75	5,6	"	"	0,25
	B2	80-90	5,2	"	"	0,37
	BC	130-140	5,1	"	"	0,25

стурный горизонт В подстилающего суглинка, который постепенно переходит в почвообразующую породу.

Такие почвы называются бурыми псевдоподзолистыми (Рейнтам, 1970; Вайчис, 1973), палевыми оглееными на контакте (Романова, 1978) или дерново-палево-подзолистыми оглееными на контакте. Относя эти почвы к бурым псевдоподзолистым или палевым оглееным на контакте, авторы рассматривают их как недифференцированные в пределах верхнего "субпрофиля", в которых горизонт В сформирован процессами биологической аккумуляции R_2O_3 , особенно Fe_2O_3 .

Наши данные, а также фактический материал Л.Ю. Рейнтама (1970, 1971) и Т.А. Романовой (1978) показывают, что в этих почвах имеет место разрушение и вынос вещества из верхней части профиля. Однако эти процессы не настолько интенсивны, чтобы сформировать отдельный элювиальный горизонт, но достаточны, чтобы разрушить и снять гидро-

8	9	10	11	12	13	14
20	6	0,29	0,65	Не определено		
37	6	0,15	0,45	"		
55	26	0,25	1,29	"		
77	26	0,27	1,22	"		
75	2	0,10	0,09	91,79	1,14	1,83
82	2	0,12	0,30	93,13	1,18	1,72
54	3	0,16	0,46	93,50	1,44	2,46
60	3	0,10	0,33	93,08	1,23	3,00
30	5	0,08	0,14	91,50	1,28	4,01
93	6	0,15	0,65	86,27	1,97	5,64
94	18	0,13	1,07	81,53	3,09	8,61
Нег	1	Нег	0,03	92,76	0,69	3,66
38	6	0,34	0,67	87,35	2,02	5,85
36	4	0,10	0,46	87,63	2,44	6,15
67	10	0,13	0,74	86,39	2,14	6,57
88	15	0,10	0,79	84,12	2,63	6,54
99	19	0,14	0,91	84,10	3,16	7,85
99	16	0,19	0,91	83,61	3,31	7,82
32	2	0,20	0,20	91,35	1,42	7,25
41	6	0,46	1,16	89,38	3,62	10,96
40	6	0,22	0,80	Не определялось		
83	17	0,21	1,00	88,68	2,91	9,69
90	25	0,20	1,46	83,65	4,50	11,83
100	26	Не определялось		82,98	3,80	10,90
Нег	2	0,05	0,08	88,14	0,08	5,11
"	1	0,01	0,06	Не определялось		
"	7	0,07	0,18	88,61	0,96	5,82
"	4	0,07	0,22	86,05	1,38	7,22
"	2	0,05	0,16	87,28	1,38	6,37
"	4	0,22	0,46	92,65	0,70	5,36
"	6	0,08	0,29	90,85	1,02	4,71
"	8	0,05	0,29	92,48	1,02	3,95

окисные пленки с минеральных зерен в горизонте A1 и вызвать некоторое перераспределение валовых R_2O_2 в верхней части профиля (табл. 11).

Вместе с тем микроморфологические данные показывают, что в горизонте Bmf наряду с глинистыми или глинисто-железистыми пленками, образующими вокругскелетные кутаны и мостики между минеральными зернами, характерно решетчатое и ступковое строение глинистой плазмы, что принято считать признаком выветривания минеральной массы на месте.

Для почв характерна слабоокислая реакция, фульватный или фульватно-гуматный состав гумуса с низким содержанием агрессивной фракции. Преобладание фульвокислот, связанных с R_2O_3 , придает гумусу бурую окраску. В распределении оксалатнорастворимых R_2O_3 наблюдается некоторое накопление их в горизонте Bmf.

В нижнем "субпрофиле", включающем контактный осветленный гори-

зонт, иллювиальный текстурный горизонт Bt и почвообразующую породу, наблюдается обеднение илом, валовыми и несиликатными полуторными окислами контактного осветленного горизонта и постепенное увеличение их содержания в горизонте Bt. Содержание гумуса в этой части профиля крайне низкое, реакция остается слабокислой до конца профиля, если нет карбонатного горизонта.

Почвы со II типом строения профиля занимают позиции, на которых возможно повышенное увлажнение, что приводит к появлению более четко выраженной зоны элювирования. Горизонты A1A2 или A2B1 еще не приобрели характера подзолистого горизонта со сплошным осветлением и железистыми примазками, но они заметно светлее, чем лежащий ниже горизонт Bmf. По химическим свойствам эти почвы близки к только что описанным — в них лишь более четко выражено перераспределение R_2O_3 как валовых, так и оксалатнорастворимых. Нижний "субпрофиль" аналогичен таковому в I типе строения профиля или может иметь признаки слабого оглеения в нижней части горизонта Bt.

Таким образом, можно сказать, что для рассмотренных почв, представленных I и II типами строения почвенных профилей, для верхнего "субпрофиля", формирующегося в пределах песчано-супесчаного наноса, характерно сочетание признаков как буроземообразования, так и подзолообразования. Признаками буроземного процесса следует считать высокую биологическую активность процессов преобразования органической массы, преобладание в составе гумуса фракций, связанных с полуторными окислами, процессы метаморфизма в горизонте Bmf. Признаками подзолистого процесса являются отбеленные зерна скелета в горизонте A1 и как следствие — перераспределение валовых полуторных окислов в пределах верхнего "субпрофиля".

В почвах, относящихся к III и IV типам строения почвенных профилей, формируется осветленный подзолистый горизонт, залегающий ниже гумусового или непосредственно под подстилкой. Таким образом, в профиле присутствует два осветленных горизонта. В этом случае верхний "субпрофиль" можно рассматривать как профиль дерново-подзолистой (III тип) или подзолистой (IV тип) почвы.

Для таких почв характерно низкое содержание гумуса, резкое уменьшение его содержания вниз по профилю, фульватный состав гумуса, значительное перераспределение R_2O_3 с накоплением в горизонте Bf. В этом же горизонте отмечается максимальное содержание оксалатнорастворимых окислов (см. табл. 11). Нижний "субпрофиль" принципиально не отличается от нижнего субпрофиля почв I и II типа строения профилей, т.е. распределение ила и окислов может быть элювиальное или элювиально-иллювиальное в случае карбонатной почвообразующей породы. При этом степень дифференциации в нижнем "субпрофиле" зависит от того, в каком наносе располагается контактный осветленный горизонт: если он развит в основном в нижнем наносе, степень дифференциации меньше по сравнению с теми почвами, в которых он развивается в верхнем наносе.

V и VI типы строения почвенных профилей свойственны Al-Fe-гумусовым подзолистым почвам, для которых характерно отсутствие гумусового горизонта, оторфяность подстилки, хорошо развитый подзолистый

горизонт белесого цвета, содержащий мелкие конкреции. Иллювиальный горизонт в верхнем "субпрофиле" делится на два подгоризонта: более темноокрашенный — иллювиально-гумусовый и менее темный — иллювиальный алюмо-железистый. Генезис и химические свойства таких почв достаточно хорошо известны: накопление в иллювиальном горизонте полуторных окислов и органического вещества в результате выноса из подстилки алюмо-железисто-гумусовых комплексов и осаждения их в иллювиальном горизонте в формах, переходящих в оксалатную вытяжку.

Нижний субпрофиль морфологически, т.е. по набору основных горизонтов, принципиально не отличается от нижних "субпрофилей" рассмотренных типов почв.

Если рассматривать отдельно только верхние "субпрофили", представляя их как полнопрофильные почвы на одночленных песчано-супесчаных породах, становится очевидным, что каждый из них не является специфическим образованием, обусловленным двучленными почвообразующими породами. Наоборот, каждый выделенный профиль идентичен тем почвам, которые формируются на легких одночленных породах в соответствующем регионе или соответствующих экологических условиях.

В ранних публикациях по почвам на двучленных породах анализировалась и обсуждалась только верхняя часть профиля, развитая в верхнем наносе, нижний нанос целиком относился к подстилающей породе, поэтому свойства его описывались весьма формально. Однако неглубокое его залегание, очевидные признаки иллювиального процесса свидетельствуют о том, что подстилающий нанос или, во всяком случае, его верхняя часть находится в сфере активных почвообразовательных процессов.

Сочетание осветленного (контактного) горизонта с текстурным горизонтом Bt дало возможность выделить нижний субпрофиль, который по набору генетических горизонтов, а также по основным химическим свойствам (распределению валовых окислов и ила, поглощенных оснований, несиликатных форм Fe и Al) может быть аналогизирован с профилем дифференцированной почвы — подзолистой, псевдоподзолистой, глееподзолистой — на одночленных суглинистых породах.

Вместе с тем макро- и микроморфологические наблюдения обнаруживают определенную специфику строения нижнего "субпрофиля". В отличие от подзолистого горизонта подзолистой или дерново-подзолистой почвы контактный осветленный горизонт (если он развит в подстилающем наносе) имеет комковатую с неясно выраженной плитчатостью структуру. Этот же горизонт бывает совершенно бесструктурный, если он формируется в пределах верхнего легкого наноса.

Как показали В.О. Таргульян с соавторами (1974), важным генетическим признаком, который позволяет судить о формирующих данную почву почвообразующих процессах, являются различные по составу кутаны, отлагающиеся на поверхности педов и заполняющие трещины. При погоризонтном сравнении нижнего "субпрофиля" с подзолистыми или дерново-подзолистыми почвами обнаружено, что в контактно-осветленном горизонте всегда отсутствуют гумусовые или гумусово-железистые кутаны на нижней стороне педов. На поверхности педов имеются только редкие прерывистые хемогенные Fe-Mn-кутаны.

Структурная организация иллювиального горизонта различается в зави-

симости от характера породы: на покровных суглинках она более сложная, образует три-четыре уровня организации, на морене выделяется не более двух уровней организации. При любой сложности структурной организации на всех поверхностях педов присутствуют глинистые кутаны, поверх которых лежит скелетана. В верхней части горизонта скелетана перекрывает все грани педов, в нижней части она находится только на боковых гранях. Иначе говоря, имеется определенная аналогия с дифференцированными почвами на одночленных суглинистых породах.

Существенные различия отмечаются в характере заполнения магистральных трещин. В почвах на двучленных породах магистральные трещины отличаются простым заполнением: основным внутритрещинным материалом на всем протяжении трещин служит песчаный или песчано-пылеватый материал, на стенках трещин может лежать тонкая глинистая кутана. Многослойные, разного состава кутаны для иллювиальных текстурных горизонтов почв на двучленных отложениях не характерны. Этот признак может быть принят в качестве диагностического для идентификации почв, развитых именно на двучленных отложениях. Кроме того, глубина проникновения иллювируемого материала по вертикальным трещинам, а также мощность иллювиальной толщи в этих почвах значительно меньше, чем в почвах на одночленных породах.

Таким образом, нижний "субпрофиль" по всей сумме морфологических признаков и химических свойств вполне сравним с дифференцированными суглинистыми почвами на одночленных наносах. Вместе с тем сравнение показывает, что строение и организация горизонтов нижнего "субпрофиля" более простые, чем на одночленных наносах. Причина этого, по-видимому, заключается именно в неоднородности строения почвообразующей породы, при котором кроющийся нанос выступает в качестве буфера, ослабляя агрессивное действие растворов, притекающих из подстилки. В то же время исходно обедненный тонкодисперсным материалом, он не может быть источником такого количества способного к выносу тонкодисперсного вещества, благодаря которому могла бы образоваться значительная текстурная дифференциация. Вместе с тем кроющийся нанос является источником более крупнозернистого песчано-пылеватого материала, которым заполнены магистральные трещины и который образует скелетаны на поверхности педов.

Так как положение контактного горизонта может быть различным, очевидно, следует ожидать неодинаковую интенсивность выноса тонкодисперсного и более грубодисперсного материала. Более интенсивный вынос тонкодисперсного материала наблюдается в случае развития контактного горизонта в нижнем тяжелом наносе; более интенсивный вынос песчано-пылеватого материала, заполняющего трещины и образующего скелетаны, имеет место в почвах, в которых осветленный горизонт развивается преимущественно в верхнем или в верхнем и нижнем наносах.

При выяснении генезиса этих почв наиболее дискуссионен вопрос о происхождении контактного горизонта. По мере изменения представлений о генезисе осветленных горизонтов в текстурно-дифференцированных почвах расширялось и углублялось представление о процессах, формирующих осветленный контактный горизонт в почвах на двучлен-

ных наносах: от истинного оподзоливания до сочетания таких сложных процессов, как оподзоливание, элювиально-глеевые процессы и партлювация. Рассмотрим основные гипотезы.

Согласно гипотезе, высказанной в работах О.А. Грабовской и А.А. Роде (1934) и В.В. Пономаревой (1951), формирование контактного осветленного горизонта происходит в результате процессов оподзоливания, которые развиваются на контакте пород при относительно длительном взаимодействии почвенных растворов, притекающих сверху и содержащих фульвокислоты, с минеральной частью почвы. Продукты разрушения выносятся вниз по профилю в основном по трещинам или межпедным порам или внутрпочвенным стоком по кровле подстилающей толщи, если порода не сильно трещиновата и хорошо выражен уклон поверхности суглинка. Соответственно этот горизонт назван подзолистым.

Ряд исследователей (Красюк, 1922; Ногина, 1952; Розанов, 1957; Долгова, 1963) связывают происхождение осветленного горизонта с процессами оглеения, которые возникают в контактной зоне пород. Временное избыточное увлажнение приводит к развитию восстановительных процессов, в условиях которых происходит преобразование устойчивых соединений Fe, Mn, Al в подвижные формы и вынос их из горизонта фильтрующимися растворами. Горизонт, обедненный этими соединениями, особенно красящими соединениями Fe, приобретает белесый или палево-белесый цвет. В соответствии с высказанными взглядами этот горизонт назван горизонтом контактного оглеения или контактно-глеевым горизонтом.

Согласно третьей точки зрения, которой придерживаются П.Г. Вербицкий (1965), С.В. Зонн (1966), В.Г. Орфанитский и Ю.А. Орфанитская (1969), Л.Ю. Рейнтам (1970), М.В. Вайчис (1974), Б.Ф. Апарин и Е.В. Рубилин (1975), Т.А. Романова (1978) и другие исследователи, формирование осветленного горизонта происходит в результате псевдоподзоливания, под которым понимается сочетание процессов поверхностного оглеения и лессиважа. Контактный горизонт обедняется элементами, способными к выносу, а также за счет выноса илстых и пылеватых частиц, аккумуляция которых обнаруживается на некоторой глубине в подстилающей породе. Горизонт называется псевдоподзолистым, контактно-осветленным, контактно-элювиальным.

А.Д. Кашанский (1972), изучавший почвы на двучленных наносах на севере Европейской территории СССР, считает, что контактный горизонт имеет сложный генезис, когда сочетаются процессы истинного оподзоливания, элювиально-глеевые и партлювации (вынос глинистого и песчано-пылеватого материала).

Результаты мезо- и микроморфологического анализа строения нижних "субпрофилей", а также химические данные свидетельствуют о том, что элювиально-глеевый процесс и партлювация характерны для всего ряда исследуемых профилей. Эти процессы можно отнести к универсально действующим процессам. Они удовлетворительно объясняют основные признаки контактного горизонта: осветление, обеднение илом и R_2O_3 . Вопрос о проявлении оподзоленности должен решаться дифференцированно. В профилях со слабо выраженной дифференциацией в верхнем "субпрофиле" трудно предположить возможность существования кислотного

гидролиза в контактном горизонте. В почвах, в которых верхний субпрофиль представлен подзолистой почвой, а скорее всего в Al-Fe-гумусовых подзолах, в образовании контактного осветленного горизонта кислотный гидролиз мог принимать участие. По-видимому, только в этих почвах в контактный горизонт проникают агрессивные фракции фульвокислот, обладающие пониженной способностью осаждаться с R_2O_3 . Однако из-за низкого содержания органического вещества (0,1–0,2%) основная роль в образовании осветленного горизонта и в этих почвах принадлежит элювиально-глеевым процессам, процесс же истинного оподзоливания является сопутствующим.

Таким образом, основными почвообразующими процессами, формирующими верхний "субпрофиль" в выделенном ряду почвенных профилей, являются: образование грубого гумуса, Al-Fe-гумусовые процессы, оподзоливание — в средней тайге; образование мягкого гумуса, внутрипочвенный метаморфизм, Al-Fe-гумусовые процессы, скрытое оподзоливание — в южной тайге. Основными почвенными процессами, формирующими нижний "субпрофиль", служат контактное оглеение, партлюация, гидролиз первичных и вторичных силикатов.

Почвообразующими процессами, связывающими верхний и нижний "субпрофиль" в единый двухэтажный профиль, являются партлюация песка, пыли и ила из верхнего наноса в нижний, миграция наиболее подвижных гумусовых кислот из органогенных горизонтов до контакта наносов и глубже в основном по трещинам.

До сих пор мы рассматривали вопросы почвообразования на наиболее часто встречающихся двучленных отложениях, в которых кроющий нанос представлен более легким по механическому составу наносом, чем подстилающий. Два других типа двучленных отложений встречаются значительно реже, и мы не располагаем достаточными данными о возможных вариантах почвенных профилей, формирующихся на них. Имеющийся материал свидетельствует о том, что принципиальных различий в строении профиля эти двучленные отложения не вносят. На них также формируются почвы с контактно-осветленным и двумя иллювиальными горизонтами. Формирование верхнего подзолистого горизонта зависит от биоклиматических условий.

Так как подстилающие наносы в обоих типах двучленных отложений представлены песками или супесью, то, естественно, в них отсутствуют такие характерные для нижнего текстурного иллювиального горизонта признаки, как языковатое строение, оструктуренность, глинистые кутаны. Эти горизонты отличаются меньшей выраженностью иллювиальных признаков как по сравнению со средне-тяжелосуглинистыми горизонтами нижнего "субпрофиля", так и с песчаными иллювиальными горизонтами верхнего "субпрофиля". В разрезах иллювиальные горизонты в подстилающей породе имеют слабое побурение или тонкие сцементированные слои, которые с глубиной быстро исчезают. Очевидно, такие горизонты относятся к иллювиальным алюможелезистым, в которых накопление полуторных окислов происходит за счет их несиликатных форм.

Необходимо отметить, что имеются почвы на двучленных наносах, в которых контактный осветленный горизонт не выражен. Такие почвы распространены в Белоруссии, Кировской области и, по-видимому, в

других районах. Отсутствие контактного осветленного горизонта не вполне ясно. Возможно, его отсутствие можно объяснить быстрым испарением влаги из кроющего наноса и, следовательно, отсутствием застойного режима, или резко выраженным уклоном подстилающей толщи, что вызывает быстрое удаление влаги внутрипочвенным стоком. Такие почвы имеют профиль, аналогичный почвам на одночленных наносах.

Географические закономерности распределения почв на двучленных наносах

Широкое развитие двучленных пород на Европейской территории СССР и разные типы строения профилей обуславливают определенную географическую смену почв на двучленных отложениях.

Зональная и фациальная изменчивость почв на двучленных отложениях была прослежена по двум трансектам, пересекающим ЕТС в пределах южной тайги от западных областей Белоруссии и Прибалтийских республик до восточной границы Костромской области и от центра южной тайги на север до северной границы средней тайги (Архангельская область).

В западных районах в условиях умеренно теплого и влажного климата под хвойно-широколиственными неморально-травянистыми и кислично-зеленомошными лесами преобладают почвы со слабо дифференцированным верхним "субпрофилем", т.е. почвы I и II типа строения.

В Ленинградской, Псковской, Смоленской областях и далее на восток, включая Костромскую область, на двучленных породах в автоморфных условиях формируются почвы с самыми разнообразными типами строения профилей, однако преобладают II и III типы, в которых верхний субпрофиль можно отнести к дерново-слабоподзолистым или дерново-среднеподзолистым почвам.

Анализ распределения преобладающих и сопутствующих типов профилей на территории центральных областей показывает, что в расположенных на западе областях под растительностью, мало отличающейся от растительности западных регионов, формируются почвы с более слабой подзолистой дифференциацией в верхнем "субпрофиле" (см. рис. 9). По мере нарастания континентальности климата в восточном и северо-восточном направлениях и усиления господства хвойно-мелколиственных кустарничково-зеленомошных лесов в плакорных условиях начинают преобладать почвы с хорошо дифференцированным верхним "субпрофилем".

Таким образом, в пределах южной тайги на ЕТС выделяются три почвенные фации, обусловленные сменой биоклиматических условий и характеризующиеся нарастанием степени оподзоленности в верхнем "субпрофиле".

Усиление оподзоленности в почвенном профиле в направлении с запада на восток сопровождается изменением некоторых химических и морфологических свойств почв: характерные для почв западных районов бурые тона гумуса постепенно исчезают и появляются серые; муллевый гумус сменяется более грубогумусным мулль-модер или модер, увеличивается мощность подстилки, что свидетельствует об уменьшении биогенной активности гумификации и минерализации органического вещества.

На фоне примерно одинаково кислой реакции в почвах восточных областей происходит более резкое уменьшение содержания гумуса с глубиной, что является характерной чертой подзолистых почв. Кроме того, в этих почвах более резко выражено перераспределение несиликатных R_2O_3 с накоплением их в горизонте Bf, при этом содержание оксалатнорастворимого Fe в целом по профилю становится меньше, что, возможно, связано с более низкими зимними температурами, которые способствуют закреплению подвижных окислов. В результате усиления процессов иллювиирования горизонт Bmf в почвах западного региона (I тип строения почвенных профилей) замещается горизонтом Bf в почвах восточного региона (III тип строения почвенных профилей).

С продвижением от южной тайги к северу средней тайги (центральные области — Архангельская область) господствующими становятся почвы, относящиеся к V и VI типам строения профилей, т.е. Al-Fe-гумусовые подзолистые и Al-Fe-гумусовые подзолы. Эти почвы формируются в условиях умеренно континентального влажного и холодного климата под елово-мохово-кустарничковой тайгой.

Смена почв, обусловленная подзональными биоклиматическими изменениями, сопровождается нарастанием грубогумусности и оторфяненности органического горизонта, усилением морфологических признаков оподзоленности и Al-Fe-гумусового процесса. В пределах средней тайги очень редко встречаются почвы с другими типами строения профилей.

Почвы IV типа строения профилей, по имеющимся материалам, не образуют определенного ареала. Его формирование определяется местными экологическими условиями (например, мертвопокровные участки леса), поэтому встречаемость их примерно одинакова во всех регионах.

Таким образом, на всей рассматриваемой территории можно выделить четыре почвенно-географических района почв, развитых на двучленных породах: 1) Белоруссия и Прибалтийские республики с преобладанием бурых, палевых (скрытоподзолистых) и дерново-слабоподзолистых профилей в верхнем субпрофиле (западная фация южной тайги); 2) северо-западная и западная части центральных областей с преобладанием профилей дерново-слабоподзолистых и дерново-среднеподзолистых почв в верхнем субпрофиле (центральная фация южной тайги); 3) восточная часть центральных областей с преобладанием профилей дерново-среднеподзолистых и дерново-сильноподзолистых почв в верхнем субпрофиле (восточная фация южной тайги); 4) подзона средней тайги (северные области) с абсолютным преобладанием профилей Al-Fe-гумусовых почв в верхнем субпрофиле.

Сравнительно-географический анализ почв, развитых на двучленных почвообразующих породах, свидетельствует о высокой биоклиматической сенсорности верхнего субпрофиля, связанной с подзонально-фациальными изменениями климата и растительности, и о слабой сенсорности нижнего субпрофиля. Это объясняется стабильностью основных факторов, вызывающих его формирование, т.е. двучленностью пород и явлениями контактного переувлажнения на границе наносов (Целищева и др., 1977).

Выделение почвенно-географических районов проводилось по почвам, занимающим преимущественно автономные позиции, т.е. по так называемым фациальным или подзональным почвам. Однако в пределах выделенных районов, помимо ведущих автономных почв, распространены и другие

почвы, слагающие почвенный покров и определяющие его сложность. Закономерности смены сопряженных почв в почвенном покрове выявляются на катенах.

В выделенных четырех почвенно-географических районах почвенный покров и почвенно-экологические ряды, представляющие собой катены, различны. Ниже приводятся описания типичных катен.

На территории Березинского биосферного заповедника (БССР) нами описывается катена, которая простирается от плоского водораздела к замкнутому понижению в нижней части очень пологого склона. На водоразделе под смешанным елово-березовым лесом с широколиственным формированием почва с недифференцированным строением в пределах верхнего субпрофиля, т.е. палевая. Морфологически выделяются горизонты: AO мощностью до 2 см, A1 мощностью 6 см, ниже до глубины 42 см залегает горизонт Bmf, который переходит в контактный осветленный горизонт A2g и на глубине 60 см сменяется иллювиальным текстурным горизонтом Bt. Признаки оглеения отсутствуют во всем профиле.

Ниже по склону, где в напочвенном покрове появляются индикаторы более влажного местообитания (хвощи и кустики черники), характер почвенного профиля меняется: увеличивается мощность подстилки, гумусовый горизонт A1 заменяется горизонтом A1A2, Bmf — конкреционным горизонтом Bf. При этом окраска горизонтов светлеет, приближаясь к цвету подзолистого горизонта. Контактный и иллювиальный текстурный горизонты нижнего субпрофиля несут отчетливые признаки оглеения в виде сизоватых пятен и железистых примазок. Такая почва, по белорусской номенклатуре, относится к палевой оглеенной на контакте.

Еще ниже по склону под елово-ольховым лесом в условиях более длительного переувлажнения формируется почва, в верхнем субпрофиле которой под гумусовым горизонтом выделяется подзолистый, сменяющийся иллювиально-железисто-гумусовым горизонтом. Нижняя часть его обильно насыщена железистыми конкрециями. Признаки оглеения по сравнению с предыдущей почвой заметно усиливаются в нижнем субпрофиле, проявляясь в виде сплошной сизой окраски контактного горизонта и мраморовидности горизонта Bt. По этим признакам нижний субпрофиль может быть отнесен к глее-подзолистой почве.

При переходе к замкнутому понижению под елово-березовым лесом с наземным покровом из мха-долгомошника, черники и сфагнума в условиях почти постоянного переувлажнения развивается перегнойно-подзолистая иллювиально-железисто-гумусовая почва в верхнем субпрофиле и глее-подзолистая сильнооглеенная — в нижнем.

Аналогичная катена была описана Л.С. Долговой (1963) в Смоленской области.

В Ярославской области (высокая терраса Обноры) катена вскрыла следующие изменения в составе почвенного покрова. На плакоре под березово-сосновым зеленомошным лесом в верхнем субпрофиле развивается профиль дерново-подзолистой почвы. Признаки Al-Fe-гумусового процесса отсутствуют, контактный осветленный горизонт слабооглеенный, ниже признаки оглеения исчезают. Вниз по склону под той же растительностью развивается профиль с более мощным подзолистым горизонтом и хорошо выраженным иллювиальным Fe-гумусовым горизонтом в верх-

нем субпрофиле и четкими признаками оглеения текстурно-дифференцированного нижнего субпрофиля. В нижней части склона общие черты строения почвенного профиля сохраняются; специфично скопление крупных конкреций в нижней части иллювиального горизонта Bfh и более сильная степень оглеения нижнего субпрофиля.

В центре небольшого понижения, покрытого мхом-долгомошником, при отсутствии древесного яруса верхний субпрофиль представлен торфянисто-сильноподзолистой почвой, в которой отсутствует иллювиальный Fe-гумусовый горизонт. Нижний субпрофиль имеет морфологию элювиально-глеевой почвы.

Катена в Архангельской области, заложенная на территории лесничества "Вахта", пересекает плоскую вершину гривы и заканчивается в заболоченном межгрядном понижении. На вершине гривы под недавно вырубленным березово-еловым лесом сформированы типичный Al-Fe-гумусовый подзол в верхнем наносе и профиль текстурно-дифференцированной почвы в пределах нижнего наноса.

В средней части склона в условиях повышенного увлажнения появляется оторфяненная подстилка, иллювиальный Fe-гумусовый горизонт замещается глееватым горизонтом Bfg. Нижний субпрофиль сильнооглеенный, однако текстурная дифференциация сохраняется. В нижней части катены при переходе к заболоченному понижению почвенный профиль представлен двумя глее-подзолистыми профилями, развитыми на разных наносах.

Сравнивая катены, расположенные в различных районах, можно сделать следующие выводы.

1. Состав почвенного покрова более сложный в западных регионах. Здесь компонентами почвенного покрова являются почвы практически со всеми выделенными типами строения профилей, начиная от недифференцированных палевых и до Al-Fe-гумусовых подзолистых почв в верхнем субпрофиле. При этом Al-Fe-гумусовые процессы проявляются в почвах, занимающих наиболее влажные позиции в нижних частях склона, где начинаются процессы заболачивания.

2. В восточном регионе состав почвенного покрова упрощается, сокращается количество типов профилей, слагающих почвенный покров. Большая роль в формировании профилей принадлежит глеевым процессам. Благодаря большему увлажнению почвы с подзолистым Al-Fe-гумусовым профилем в пределах кроющего наноса занимают среднюю часть катены, а в наиболее увлажняемых частях склона они сменяются глее-подзолистыми почвами, в которых Al-Fe-гумусовые процессы не выражены. Нижний субпрофиль представлен также профилем глее-подзолистой почвы. Таким образом, происходит определенная конвергенция морфологических признаков верхнего и нижнего субпрофилей.

3. В среднетаежной подзоне почвы с Al-Fe-гумусовым профилем в пределах кроющего наноса занимают наиболее дренируемые автономные позиции. Конвергенция морфологических признаков верхнего и нижнего субпрофилей проявляется в почвах, занимающих более высокие позиции рельефа, и начинается со средней части склона.

Некоторые вопросы классификации почв

Классификация почв на двучленных отложениях, а также их номенклатура не являются решенными вопросами. В существующей классификации они выделяются на уровне рода среди соответствующих подтипов почв. Иначе говоря, их выделение в этом ранге основано исключительно на факте двучленного строения почвообразующей породы. При этом не учитывается, что двучленные почвообразующие породы обусловили появление новых, отличных от других почв признаков — образование в почвенном профиле двух осветленных и двух иллювиальных горизонтов. Нам представляется, что почвы на двучленных отложениях должны быть выделены на более высоком, чем род, таксономическом уровне.

В зарубежных классификациях подобные почвы названы бисеквами и отнесены в особую группу. Мы предлагаем выделить их как "двухэтажные" почвы и в их номенклатуре сочетать названия верхнего и нижнего субпрофилей (Целищева и др., 1977).

ДОГОЛОЦЕНОВАЯ И ГОЛОЦЕНОВАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВ И ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ

УНАСЛЕДОВАННЫЕ СВОЙСТВА КОР ВывЕТРИВАНИЯ ГРАНИТОВ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В настоящее время в связи с накоплением знаний по генезису современных почв, с одной стороны, и по палеогеографии и палеопедологии кайнозоя — с другой, становится все более очевидным, что многие почвы и коры выветривания являются полигенетическими и гетерохронными образованиями, т.е. их профили сформированы под действием разных, сменявшихся во времени комбинаций факторов почво- и корообразования (прежде всего климата и биоты). Такая полигенетическая модель почвообразования и корообразования постепенно вытесняет более простую моногенетическую модель, которая предполагает, что современные дневные (обнаруживаемые на дневной поверхности) почвы и коры выветривания образовались в результате воздействия существующей сейчас естественной внешней среды.

Полигенетичность почв и кор выветривания и проблема разделения современных и унаследованных признаков

Признание полигенетичности и гетерохронности означает, что в современных почвах и корях сочетаются признаки и свойства, образованные как наблюдаемыми в настоящее время факторами почво- и корообразования (существующей средой), так и действовавшими в прошлом и теперь исчезнувшими или изменившимися (Полынов, 1956; Герасимов, 1971; Фридланд, 1970; Ковда, 1973; Величко, 1973; и др.). Иными словами, профиль наблюдаемых сегодня дневных почв и кор выветривания не обязательно должен рассматриваться как парагенетическая ассоциация горизонтов и новообразований, возникших синхронно под действием наблюдаемой в настоящее время одной стабильной комбинации климата и биоты. Такая моногенетическая модель должна быть доказана так же, как и полигенетические модели почво- и корообразования.

В связи с этим одной из важнейших проблем географо-генетического исследования современных почв и кор выветривания является анализ их профиля и покрова с целью выяснения и разделения современных, или сегодняшних, признаков и свойств, образованных наблюдаемой природной средой, и унаследованных признаков и свойств, образованных былыми природными условиями и режимами почво- и корообразования.

Среди первой группы важно научиться выделять признаки, образованные сегодняшней естественной (антропогенно ненарушенной) средой

почво- и корообразования, и признаки, образованные или модифицированные антропогенными изменениями природной среды.

Среди второй группы признаков важно научиться выделять признаки, унаследованные от былых эпох и обстановок, но разрушающиеся, деградирующие, стирающиеся в сегодняшней природной обстановке (унаследованные стирающиеся); унаследованные, но консервативно сохраняющиеся в сегодняшней обстановке (унаследованные устойчиво-хранящиеся); унаследованные и матрично воспроизводящиеся в сегодняшней обстановке, но не способные возникнуть вновь, "на чистом месте", без наличия унаследованной матрицы.

Поставленная общая проблема еще очень далека от решения, так как для этого необходимы серьезные исследования в области теории эволюции почв и кор выветривания в меняющихся условиях природной среды и в области конкретного эмпирического изучения разных сочетаний современных и унаследованных признаков в дневных почвах и корях выветривания.

В настоящее время не представляется возможным рассмотреть все основные теоретические и эмпирические варианты таких сочетаний, но можно, основываясь на результатах почвоведения, палеогеографии, геологии кор выветривания, включая и наши материалы, указать на два важных и принципиально различных варианта сочетаний современных и унаследованных черт в современных почвах и корях выветривания.

Первый вариант сочетания современных и унаследованных черт обнаруживается в дневных почвах и корях выветривания "молодого" голоценового (позднеплейстоценового) возраста, профиль которых образовался в результате эволюции климата и биоты с конца плейстоцена — начала голоцена до настоящего времени. Эволюция климата и биоты в позднем кайнозое и в плейстоцене может быть отражена в этом случае в строении и свойствах почво- и корообразующих пород, но не в новообразованных признаках дневных почв и кор выветривания. Этот вариант реализуется, когда на поверхности суши действуют мощные механизмы стирания (разрушения, переотложения, денудации) или захоронения почв и кор выветривания доголоценовых эпох. К таким механизмам относятся флювиальные, гляциальные, эоловые, вулканические и другие процессы на поверхности суши.

В этом варианте продукты доголоценового почво- и корообразования рассеяны в толще континентальных осадков и пород (морены, аллювий, склоновые отложения) или отрезаны от дневной поверхности и от дневных почв и кор выветривания толщей более молодого субстрата, в котором идет развитие современных почв и кор (толщи лёссов, аэриальных пирокластов, молодых лав и др.). В профиле таких почв и кор выветривания сочетаются признаки в основном голоценовой эволюции природы и признаки сегодняшней природной обстановки.

Наиболее ярко этот вариант реализуется в трех очень разных геолого-геоморфологических обстановках: на обширных равнинах и низменностях, где действуют мощные и стирающие и захороняющие процессы: гляциальные, флювиальные, эоловые (низменности и равнины Евразии и Северной Америки); в областях голоценового пирокластического и лавового вулканизма, где преобладает захороняющий механизм отрезания прошлого от современного (тихоокеанские, восточноафриканские и средиземно-

морские области вулканизма); сильно расчлененные крутосклонные и островершинные горные области, где действует в основном стирающий механизм денудации (горы альпийского типа).

Второй вариант сочетания современных и унаследованных черт обнаруживается в дневных почвах и корах выветривания голоценового возраста, но развитых в толще полного или неполного (денудированного) профиля более древних (доголоценовых) почв и кор выветривания, сохранившихся на месте своего образования.

Поскольку основной тенденцией эволюции климата в кайнозое и плейстоцене является похолодание (Страхов, 1971; Величко, 1973; Будыко, 1974), в этом варианте унаследованные *in situ* признаки доголоценовых почв и кор выветривания, включенные в профиль современных дневных почв и кор выветривания, как правило, оказываются более развитыми, зрелыми, выветрелыми, чем их возможные собственно голоценовые аналоги, образованные в такой же современной биоклиматической обстановке.

Диапазон возраста доголоценовых почв и кор выветривания очень большой, и с этой точки зрения они еще недостаточно изучены. Однако важно отметить общую черту этого варианта развития природы в целом, почв и кор выветривания. В современные процессы почво- и корообразования из доголоценового времени введен твердофазный субстрат не в виде континентального или морского осадка, глины, лавы или скальной породы, по генезису резко отличных от почв и кор выветривания, а в виде генетически аналогичных тел — доголоценовых профилей почв и кор выветривания, в которые вложены голоценовые профили.

В связи с этим возникают две проблемы: насколько менее интенсивное и менее длительное голоценовое почво- и корообразование может изменить эти унаследованные профили и насколько сам факт наследования древних почв и кор выветривания природой меняет современные процессы почво- и корообразования и в конечном счете ландшафтообразования.

В "чистом" виде второй вариант реализуется в современной природе довольно редко — полнопрофильные почвы и коры выветривания почти не сохраняются. Чаще всего верхние и средние горизонты мощных профилей плейстоценовых и доплейстоценовых кор выветривания оказываются денудированными и профиль современных почв развивается в толще нижних (гораздо реже в верхних и средних) горизонтов этих кор.

Подобные наследованно-наложенные профили встречаются на поверхности древних, не покрывавшихся оледенениями поднятых равнин и щитов, древних пенепленов и вулканических нагорий, на водоразделах сводовых горных сооружений (Кавказ, Урал, Центральный Казахстан, Алданское нагорье, Саяны, Забайкалье, Дальний Восток). На этих территориях образуется целый спектр современных почв и кор выветривания разных климатических зон, развитых на различных частях профиля древних кор выветривания: от верхнего каолинитового горизонта (зоны коры выветривания) до горизонтов пестроокрашенного литомаржа и дресвянистого сапролита.

В очень контрастных случаях несоответствия современной почвообразующей среды и наследованного субстрата (белые и красные ферраллитные каолинистые глины в тундре, тайге, степи и т.д.) факт наследования распознается легко. Однако когда такое несоответствие менее очевидно,

признаки унаследованного* древнего почвообразования и выветривания (метаморфизма вообще) в современных почвах и корах могут быть приняты за результаты процессов, протекающих в современной природной обстановке. В результате этого возможна неправильная оценка почво- и корообразующего потенциала климата и биоты современных природных обстановок, развитых в областях, где древние продукты экспонированы на дневной поверхности. В результате такой ошибки часто преувеличивается почвообразующий потенциал современной природы. Во-первых, искажается достоверность актуалистического отражения существующих условий среды (климата, биоты) в дневных почвах и корах выветривания, при этом искажается неодинаково на разных участках суши (с разными унаследованными почвами и корами). Во-вторых, тем самым становится некорректным и сравнительно-географический анализ почв разных ландшафтов и зон, так как при этом сравниваются принципиально разновозрастные и разнотипические образования: почвы, пережившие только голоценовую эволюцию, с почвами, пережившими и доголоценовую, и голоценовую эволюцию. В-третьих, современные почвы и коры выветривания, в которых в значительной степени замаскированы свойства унаследованных доголоценовых почв и кор, могут быть ошибочно приняты за индикаторы (свидетели, отпечатки) современной биоклиматической обстановки и далее использоваться как актуалистические стереотипы (типomorphic свидетели) в реконструкции палеогеографических обстановок. При этом ошибка, допущенная в оценке почвообразующего (или, шире, экзогенного) потенциала современных климата и биоты, будет привноситься в палеогеографические реконструкции. Погребенные почвы и коры выветривания могут аналогизироваться с так называемыми современными, но в последних многие признаки являются результатом не современных, а древних процессов почво- и корообразования.

Таким образом, проблема разделения современных и унаследованных признаков в наблюдаемых дневных почвах и корах выветривания оказывается важной и актуальной не только для правильного понимания и объяснения современной природы, но и для реконструкции состояния природы в прошлом.

Важность и актуальность этой проблемы заключается еще и в том, что она непосредственно соприкасается с проблемой антропогенных изменений природы, в частности, современных почв и кор выветривания. При выборе стратегии разных антропогенных изменений нам не безразлично, является ли изменяемый объект или признак современным, т.е. в принципе воспроизводимым в сегодняшней природной обстановке, или он унаследован от уже несуществующих условий среды. В первом случае изменяемые почвы и коры, их горизонты или какие-то свойства с той или иной скоростью могут быть воспроизведены в процессе функционирования современной среды (естественно или искусственно). Во втором случае унаследованный признак изменяемой почвы или коры выветривания в принципе не может быть воспроизведен и восстановлен сегодняшними факторами среды. Измененный или уничтоженный, такой признак (или их комбинации) навсегда исчезает из сегодняшней природы и не может быть восстановлен. В этом смысле реальное умение разделять современные воспроизводимые и унаследованные невоспроизводимые свой-

ства почв и кор выветривания в современной природе может помочь выбрать правильную стратегию использования, изменения и охраны природных ресурсов.

В целом данная проблема крайне важна и в теоретическом, и в прикладном аспектах. Однако конкретных эмпирических знаний по этой проблеме еще очень мало, не разработана методика анализа и разделения современных и унаследованных признаков почво- и корообразования.

Конкретные работы по этой проблеме проводились нами в областях древних кристаллических нагорий и гор Восточной Сибири и Дальнего Востока (Куликов, Таргульян, 1979). Здесь обнаруживается все большее количество почв, развитых на остатках и дериватах древних (доголоценовых и доплейстоценовых) кор выветривания гранитоидов (Поверхности выравнивания, 1974). Общей задачей этих работ в Сибири и на Дальнем Востоке является выявление современных и древних унаследованных черт в почвах и корах выветривания массивно-кристаллических пород.

В настоящей работе перед нами стояли следующие конкретные задачи: 1) типизировать по морфогенетическим признакам дневные коры выветривания гранитоидов Сибири и Дальнего Востока, включая как собственно почвы, так и подпочвенные горизонты; 2) различить в основных типах дневных кор выветривания признаки, связанные с современным (голоценовым) почво- и корообразованием и древним корообразованием.

Объектами нашего исследования являлись рыхлые поверхностные образования, возникшие в результате экзогенного интрузивного преобразования гранитных массивов в горах Восточной Сибири и Дальнего Востока и включающие профили современных почв. Наиболее часто эти образования называют кора́ми выветривания, вкладывая в этот термин разное содержание (Гинзбург, 1957; Фридланд, 1970; Разумова, 1977). Поскольку наше исследование ограничивается лишь кора́ми выветривания плотных изверженных пород (гранитоидов), мы можем придерживаться воззрений И.И. Гинзбурга (1963) и толщу продуктов выветривания плотных пород, остающихся на месте своего образования, называть остаточными кора́ми выветривания.

В литературе по горным почвам Сибири и Дальнего Востока давно отмечено, что мощность рыхлой элювиальной толщи на водоразделах, сложенных плотными породами (мощность наблюдаемой коры выветривания), как правило, колеблется от 0,5 до 1,5–2 м (Петров, 1948; Иванова, 1949; Таргульян, 1971). Поэтому почвенные профили преобладающих почв этих территорий (подбуров, подзолов, буроземов и др.) занимают всю или почти всю рыхлую толщу коры выветривания плотных пород. Такое совмещение толщ почвы и коры выветривания в тех случаях, когда последняя имела щебнисто-глыбовый или дресвянисто-сапролитовый (обломочный, а не суглинисто-глинистый) характер, часто давало повод считать их не только совмещенными, но и синхронными и сингенетическими (Таргульян, 1971). Естественно, что подобное допущение давало повод для трактовки самых общих черт этих рыхлых толщ (каменистость, соотношение камня и мелкозема, оглиненность и др.) как образованных *in situ* из плотных пород под действием наблюдаемых сейчас климата и

биоты. В настоящее время такое решение нам кажется неверным или лишь частично верным. Из широко распространенного и достоверного явления совмещенности толщ почвы и коры выветривания совсем не обязательно следует заключение об их синхронности и сингенетичности. Следовательно, и проблема современности профиля и свойств совмещенной толщи почвы и коры выветривания плотных пород не является простой и однозначной.

Для нашего анализа мы выбрали наиболее массовые характеристики рыхлых элювиальных толщ: морфологическое строение и соотношение различных гранулометрических фракций, составляющих рыхлую толщу (от каменных до илистой). Поскольку мощность рыхлых толщ кор выветривания гранитоидов в общем невелика, для подбора массового материала мы использовали описание почв (собственные и литературные) в горных областях Сибири и Дальнего Востока, расположенных на водораздельных поверхностях, в верхних и средних частях склонов. Конечно, утверждать, что образование этих толщ связано только с процессами гипергенеза *in situ*, нельзя, какую-то роль в их генезисе играли и разновозрастные процессы переотложения. Однако все сильно переотложенные и резко сортированные рыхлые толщи, лежащие на гранитоидах, исключались из анализа как несоответствующие критериям выделения кор выветривания и относимые к иным генетическим типам континентальных рыхлых отложений (Шанцер, 1980).

Для морфогенетической типизации кор выветривания гранитоидов Восточной Сибири и Дальнего Востока использовались материалы, характеризующие профили разных типов почв, развитых в чрезвычайно широком спектре физико-географических условий: от арктических тундр до хвойно-широколиственных лесов; столь же велики различия в гипсометрическом положении разрезов; почти от уровня моря до 2500 м. При этом были использованы наши данные по Южной Якутии, Забайкалью и югу Дальнего Востока, литературные материалы по Восточному Саяну (Градузов, Таргульян, 1962; Вишневская, 1965; Таргульян, 1971), Забайкалью (Уфимцева, 1963), Алданскому нагорью (Филимонова, 1965, 1977, Белоусова, 1974; Герасимов, 1976); побережью Охотского моря (Наумов, 1963), югу Дальнего Востока (Бутузова, 1960; Крейда, 1970; Ивашов, 1975; Ивашов и др., 1975; Иванов, 1976), а также неопубликованные данные по Сихотэ-Алиню, любезно предоставленные Р.Г. Грачевой.

Кратко перечислим граничные условия выбора 85 разрезов, используемых в работе: 1) относительно близкий минералогический состав коренных пород — все профили развиты на рыхлых поверхностных образованиях гранитов; 2) близкое геоморфологическое положение — использовались разрезы почв, развитых на водоразделах, реже — на верхних частях склонов; 3) промывной тип водного режима, обеспечиваемый гумидностью климата, очень хорошим внутренним дренажем почв и общей хорошей дренированностью рельефа.

Морфогенетические типы кор выветривания гранитов

Анализ морфологических описаний разных типов почв позволил разделить коры выветривания гранитов Восточной Сибири и Дальнего Востока на три различных типа.

Мелкоземисто-щебнисто-глыбовый тип. Этот тип коры выветривания (далее для краткости мы будем называть его щебнистым) характеризуется малой (1–2 м) мощностью, резким уменьшением количества мелкого щебня с глубиной и столь же резким нарастанием количества и размера глыб с переходом в трещиновато-скальную породу. Отличительной особенностью этого типа толщ является слабая, лишь поверхностная (автохтонные корки выветривания) выветрелость щебня, закономерно убывающая с глубиной. Обычно почвенные разрезы на щебнистых корках выветривания редко достигают большой мощности: на глубине 1–2 м обнаруживаются крупные глыбы или разборная скала. Мелкоземисто-дресвянистый (дресвянистый *in situ*, как правило, характерна большая мощность (иногда достигающая десятков метров). В почвенных разрезах глубиной около 2 м они представляют собой рыхлую породу, биотурбированную с поверхности, а с глубины 40–60 см — сохранившую ненарушенное строение массивных гранитов, включая кварцевые и пегматитовые жилы и дайки. Обычно в дресвяниках отсутствуют щебень и глыбы, почвенные разрезы легко копаются лопатой, дресва в пальцах распадается на отдельные зерна кварца, полевых шпатов и слюды.

Мелкоземисто-дресвянисто-щебнисто-глыбовый тип. Этот тип коры выветривания (далее мы будем называть его щебнисто-дресвянистым) является смешанным, переходным вариантом между щебнистыми и дресвянистыми корками выветривания. В почвенных разрезах на щебнисто-дресвянистых корках выветривания гранитов наряду с выветрелой дресвой и щебнем, крошащимся в пальцах, присутствуют твердые слабыветрелые хрящ и щебень, при этом сильно выветрелый щебень встречается даже в нижних горизонтах. Очень часто в нижних частях профиля вскрывается дресвяник ненарушенного строения. Данные, характеризующие три типа кор выветривания, приведены в табл. 12. Анализ этих данных свидетельствует о приблизительно равной встречаемости (в пределах выборки) выделенных трех типов кор выветривания в различных районах Восточной Сибири и Дальнего Востока. Естественно, что при редкой сети разрезов на такой большой территории преждевременно делать вывод об определенных географических закономерностях распространения того или иного типа кор выветривания. Однако все же намечается тенденция преобладания дресвянистых отложений в южных районах и щебнистых — в северных. Практически та же тенденция проявляется и в распределении типов кор выветривания по абсолютным высотам: щебнистые коры чаще встречаются на более высоких гипсометрических уровнях, чем дресвянистые. Распределение трех типов кор выветривания в зависимости от геоморфологического положения позволяет предполагать некоторую приуроченность дресвянистых отложений к элювиальным позициям: водоразделам и верхним частям склонов.

Таблица 12

Некоторые показатели кор выветривания гранитоидов Восточной Сибири и Дальнего Востока

Тип коры выветривания	Число разрезов				Сред- няя высо- та над уров- нем моря, м	Сред- няя мощ- ность разре- зов, см	Среднее с- жание или ($< 0,001$ мм) фракции, мелкозем	
	общее	% от общего числа					макси- маль- ное	ми- ни- маль- ное
		на во- дораз- делах	на вер- хних час- тях скло- нов	на сред- них частях скло- нов				
Щебнистый	26	36	48	16	963	76	15	7
Дресвянистый	28	54	32	14	633	114	23	8
Щебнисто-дресвяни- стый	31	35	58	7	891	88	19	10

Приведенные в таблице средние мощности разрезов свидетельствуют о большей мощности дресвянистых толщ по сравнению с щебнистыми. Весьма показательное распределение среди выделяемых типов кор выветривания средних максимальных и минимальных содержаний илистых ($< 0,001$ мм) фракции мелкоземиста. Во-первых, четко проявляется большое среднее максимальное содержание ила в дресвянистых корках выветривания по сравнению с щебнистыми корками выветривания почти равном среднем минимальном его содержании. Графически усредненные кривые вертикального распределения содержания илистой фракции показывают тенденцию преимущественной аккумуляции ила в верхних частях профилей дресвянистых и щебнистых кор (рис. 10). Это вообще характерно для кор выветривания и связано с ослаблением в глубь профиля действия факторов выветривания. Таким образом, более высокое содержание илистой фракции в дресвянистых корках выветривания по сравнению со щебнистыми, вероятно, связано с более активным выветриванием первых и/или с большей длительностью процессов выветривания.

Щебнисто-дресвянистые коры выветривания как по морфологии, так и практически по всем приведенным показателям (средняя абсолютная высота, средняя мощность разрезов, среднее максимальное содержание илистой фракции) занимают промежуточное положение между дресвянистыми и щебнистыми корками выветривания. Щебнисто-дресвянистые коры выветривания гораздо чаще встречаются на верхних частях склонов, чем дресвянистые, в них несколько больше, чем в двух других типах кор, среднее минимальное содержание илистой фракции. Графически усредненная кривая вертикального распределения илистой фракции также заметно отличается от подобных кривых в дресвянистых и щебнистых корках.

Морфология и гранулометрия щебнисто-дресвянистого типа кор выветривания заставляет сомневаться в однородности и инситуности этих отложений и предположить участие в их генезисе процессов переотложения материала. О том же свидетельствует заметная приуроченность щебнисто-дресвянистых кор выветривания к склоновым позициям.

Морфогенетические типы кор выветривания гранитов

Анализ морфологических описаний разных типов почв позволил разделить коры выветривания гранитов Восточной Сибири и Дальнего Востока на три различных типа.

Мелкоземисто-щебнисто-глыбовый тип. Этот тип коры выветривания (далее для краткости мы будем называть его щебнистым) характеризуется малой (1–2 м) мощностью, резким уменьшением количества мелкозема, хряща и мелкого щебня с глубиной и столь же резким нарастанием количества и размера глыб с переходом в трещиновато-скальную породу. Отличительной особенностью этого типа толщ является слабая, лишь поверхностная (автохтонные корки выветривания) выветрелость щебня, закономерно убывающая с глубиной. Обычно почвенные разрезы на щебнистых корах выветривания редко достигают большой мощности: на глубине 1–2 м обнаруживаются крупные глыбы или разборная скала.

Мелкоземисто-дресвянистый (дресвянистый) тип. Для дресвянистых кор выветривания, залегающих *in situ*, как правило, характерна большая мощность (иногда достигающая десятков метров). В почвенных разрезах глубиной около 2 м они представляют собой рыхлую породу, биотурбированную с поверхности, а с глубины 40–60 см – сохранившую ненарушенное строение массивных гранитов, включая кварцевые и пегматитовые жилы и дайки. Обычно в дресвяниках отсутствуют щебень и глыбы, почвенные разрезы легко копаются лопатой, дресва в пальцах распадается на отдельные зерна кварца, полевых шпатов и слюд.

Мелкоземисто-дресвянисто-щебнисто-глыбовый тип. Этот тип поверхностных образований гранитов (далее мы будем его называть щебнисто-дресвянистым) является смешанным, переходным вариантом между щебнистыми и дресвянистыми корах выветривания. В почвенных разрезах на щебнисто-дресвянистых корах выветривания гранитов наряду с выветрелой дресвой и щебнем, крошащимся в пальцах, присутствуют твердые слабовыветрелые хрящ и щебень, при этом сильно выветрелый щебень встречается даже в нижних горизонтах. Очень часто в нижних частях профиля вскрывается дресвяник ненарушенного строения.

Данные, характеризующие три типа кор выветривания, приведены в табл. 12. Анализ этих данных свидетельствует о приблизительно равной встречаемости (в пределах выборки) выделенных трех типов кор выветривания в различных районах Восточной Сибири и Дальнего Востока.

Естественно, что при редкой сети разрезов на такой большой территории преждевременно делать вывод об определенных географических закономерностях распространения того или иного типа кор выветривания. Однако все же намечается тенденция преобладания дресвянистых отложений в южных районах и щебнистых – в северных. Практически та же тенденция проявляется и в распределении типов кор выветривания по абсолютным высотам: щебнистые коры чаще встречаются на более высоких гипсометрических уровнях, чем дресвянистые. Распределение трех типов кор выветривания в зависимости от геоморфологического положения позволяет предполагать некоторую приуроченность дресвянистых отложений к элювиальным позициям: водоразделам и верхним частям склонов.

Таблица 12

Некоторые показатели кор выветривания гранитоидов Восточной Сибири и Дальнего Востока

Тип коры выветривания	Число разрезов				Средняя высота над уровнем моря, м	Средняя мощность разрезов, см	Среднее содержание илистой ($< 0,001$ мм) фракции, % от мелкозема	
	общее	% от общего числа					максимальное	минимальное
		на водоразделах	на верхних частях склонов	на средних частях склонов				
Щебнистый	26	36	48	16	963	76	15	7
Дресвянистый	28	54	32	14	633	114	23	8
Щебнисто-дресвянистый	31	35	58	7	891	88	19	10

Приведенные в таблице средние мощности разрезов свидетельствуют о большей мощности дресвянистых толщ по сравнению с щебнистыми.

Весьма показательно распределение среди выделяемых типов кор выветривания средних максимальных и минимальных содержаний илстой (< 0,001 мм) фракции мелкозема. Во-первых, четко проявляется более высокое среднее максимальное содержание ила в дресвянистых корах выветривания по сравнению с щебнистыми корах выветривания при почти равном среднем минимальном его содержании. Графически усредненные кривые вертикального распределения содержания илстой фракции показывают тенденцию преимущественной аккумуляции ила в верхних частях профилей дресвянистых и щебнистых кор (рис. 10). Это вообще характерно для кор выветривания и связано с ослаблением в глубь профиля действия факторов выветривания. Таким образом, более высокое содержание илстой фракции в дресвянистых корах выветривания по сравнению со щебнистыми, вероятно, связано с более активным выветриванием первых и/или с большей длительностью процессов выветривания.

Щебнисто-дресвянистые коры выветривания как по морфологии, так и практически по всем приведенным показателям (средняя абсолютная высота, средняя мощность разрезов, среднее максимальное содержание илстой фракции) занимают промежуточное положение между дресвянистыми и щебнистыми корах выветривания. Щебнисто-дресвянистые коры выветривания гораздо чаще встречаются на верхних частях склонов, чем дресвянистые, в них несколько больше, чем в двух других типах кор, среднее минимальное содержание илстой фракции. Графически усредненная кривая вертикального распределения илстой фракции также заметно отличается от подобных кривых в дресвянистых и щебнистых корах.

Морфология и гранулометрия щебнисто-дресвянистого типа кор выветривания заставляет сомневаться в однородности и инситуности этих отложений и предположить участие в их генезисе процессов переотложения материала. О том же свидетельствует заметная приуроченность щебнисто-дресвянистых кор выветривания к склоновым позициям.

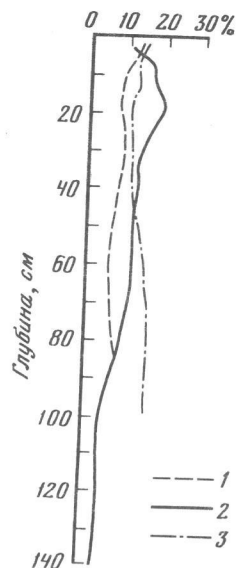


Рис. 10. Усредненное содержание илистой (< 0,001 мм) фракции, % от мелкозема

Типы коры выветривания: 1 — щебнистый; 2 — дресвянистый; 3 — щебнисто-дресвянистый

Щебнисто-дресвянистый тип коры выветривания, по-видимому, представляет собой склоновые щебнистые отложения, наложенные на подстилающие ее толщи дресвяников. Поэтому в дальнейшем основное внимание будет уделено щебнистым и дресвянистым корам выветривания.

Наличие морфологически разных типов кор выветривания гранитоидов и раньше обращало на себя внимание исследователей. В геологической и почвенной литературе существуют два обычно несмешиваемых понятия: щебнистые обломочные отложения и дресвяники. Ю.Г. Симонов (1970, 1972) выделяет два разных процесса выветривания плотных пород: фрактолитизацию (камнеобразование), или, по сути дела, формирование грубообломочного (щебнисто-го) типа коры выветривания, и сапролитизацию, приводящую к образованию дресвяников¹.

Характерно, что и в Забайкалье, по данным геоморфологов (Симонов, 1970), наблюдаются те же закономерности распределения разных типов кор выветривания в зависимости от географического положения: преобладание щебнистых кор выветривания на севере и в гольцовой зоне (на более высоких гипсометрических уровнях) и расширение ареала дресвянистых кор на юге Забайкалья в зоне южной тайги и лесостепи.

Генетическая сущность современных дневных типов кор выветривания

По поводу генезиса щебнистых и дресвянистых кор выветривания плотных пород Урала, Сибири и Дальнего Востока существуют две, по существу, альтернативные точки зрения. Многие исследователи (Качурин, 1961; Симонов, 1970, 1972; Поверхности выравнивания..., 1974; Ивашов, 1975) оба типа кор выветривания принимают за зональный, современный, преимущественно четвертичный, обломочный тип элювия, образованный в результате физического или даже только криогенного выветривания плотных пород в перигляциальных условиях четвертичного периода. И в четвертичной геологии, и в почвоведении это представление распространено довольно широко и часто считается не требующим доказательств.

Вместе с тем существует представление о современном типе коры выветривания этих территорий как о маломощных мелкоземисто-щебнисто-глыбовых образованиях (Таргульян, 1971). Придерживаясь этой точки зрения, мы считаем дресвяники не современными (четвертичными, тем

¹ Судя по первоначальному определению Беккера (Becker, 1985), сапролит является более выветрелой породой, чем дресвяник.

более — голоценовыми) зональными корами выветривания, а остатками древних (дочетвертичных) кор выветривания, их нижними зонами дезинтеграции, зонами дресвы (Куликов и др., 1977; Куликов, Таргульян, 1979). Аналогичные представления распространены и среди исследователей, работающих в горных районах Западной Европы (Ergenzinger, 1965; Priehäusser, 1968; Wilke Schwertmann, 1977).

Этот вопрос обсуждается также среди специалистов по древним корам выветривания (Петров, 1967; Боголепов, 1967; Цехомский, Карстенс, 1967). В.П. Петров (1977) считает, что способность породы рассыпаться в дресву связана не с ее дезинтеграцией в результате физического выветривания, а обусловлена растворением минералов материнской породы на контактах и частичным переходом их в глинистые минералы. Иначе говоря, тем же химическим выветриванием, которое всеми признается в качестве главного фактора образования верхних горизонтов мощных кор выветривания.

Само существование в одних и тех же биоклиматических условиях, на одних и тех же породах, а зачастую на одном интрузивном теле двух, столь различных типов кор выветривания заставляет предполагать существование различий в их генезисе и (или) возрасте. Понятно, что гранитоиды как зернистые породы благоприятны для образования дресвянистых продуктов, но почему одни и те же гранитоиды в одном случае дезинтегрируются в грубые обломочные образования (мощностью до 1–2 м), а в другом — трансформируются в мощные дресвяники ненарушенного строения до глубины 10–15 м и более?

Признавая существование дробящей деятельности морозного и термогравитационного выветривания, трудно объяснить, почему в одинаковых климатических условиях экзогенные процессы одной и той же интенсивности при воздействии на одну и ту же породу за одно и то же время образовали продукты столь разной дисперсности и мощности (Конищев, 1978). Кроме этого, резонно предположить, что в течение плейстоцена в большинстве районов Сибири и Дальнего Востока и скальные граниты, и многометровые дресвянистые толщи были скованы отрицательными температурами (многолетняя мерзлота), при которых дробление отсутствует или резко ослаблено, а глубина ежегодного, сезонного или суточного протаивания замерзания была незначительной.

Удивительное морфологическое сходство дресвяников Урала, Сибири и Дальнего Востока с зоной дресвы кор выветривания гранитов субтропических и тропических областей Закавказья, Восточной Африки, Центральной и Южной Америки и других районов распространения погребенных полнопрофильных древних кор выветривания гранитов Дальнего Востока явно указывает на их генетическую близость (Ташилкин, 1968; Черняховский, 1968; Градусов, Черняховский, 1976).

Преобладание в илистой фракции гранитных дресвяников Алданского нагорья и Сихотэ-Алиня метагаллуазита — глинистого силиката, присущего продвинутому теплым гумидным типам выветривания, свидетельствует об их генетическом единстве с древними корами выветривания (Куликов и др., 1977). Насколько нам известно, пока еще нет ни экспериментальных, ни каких-либо других данных об образовании метагаллуазита в холодных, криогенных обстановках выветривания.

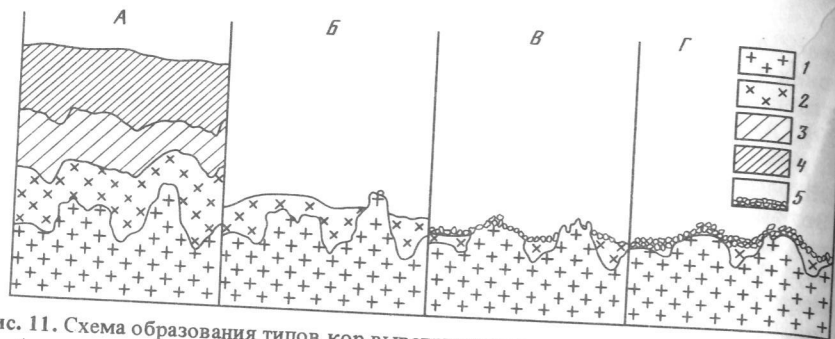


Рис. 11. Схема образования типов кор выветривания гранитов
 А — прототип древней (дочетвертичной) полнопрофильной коры выветривания; типы современной (дневной) коры выветривания: Б — дресвянистый, В — дресвянисто-щебнистый, Г — щебнистый. 1 — трещиновато-скальные граниты; 2 — гранитный дресвяник; 3 — зона гидрослюд; 4 — зона каолинов; 5 — щебнисто-глыбистый материал гранитов

Схему образования реально существующих сегодня в горных территориях Восточной Сибири и Дальнего Востока трех типов кор выветривания гранитов можно представить следующим образом (рис. 11).

В процессе денудации верхние и средние, наиболее рыхлые, глинистые горизонты древних, дочетвертичных кор выветривания были эродированы, а на дневную поверхность вышли глубокие, более устойчивые к эрозии горизонты дресвы. Такой глубине денудационного среза, вероятно, соответствуют дресвянистые коры выветривания, выходящие сейчас на дневную поверхность во многих районах Урала, Сибири и Дальнего Востока.

Очевидно, при более глубоких денудационных срезах обнажалась неровная поверхность подошвы древних кор выветривания, а щебнистые продукты выветривания менее выветрелых останцов подошвы, смешиваясь с остатками дресвяников, образовывали наблюдаемые сейчас щебнисто-дресвянистые отложения. При еще более глубоком денудационном срезе полностью обнажалась подошва древних кор выветривания — зона трещиноватых скальных пород, которые в результате четвертичного экзогенеза (в том числе криогенных процессов) трансформировались в мелкоземисто-щебнисто-глыбовые (щебнистые) коры выветривания.

Естественно, эта схема слишком проста и прямолинейна для объяснения гораздо более сложных, реальных природных процессов. Однако в качестве рабочей гипотезы она вполне пригодна для дальнейшего обсуждения.

Основываясь на "денудационной" схеме формирования трех типов кор выветривания гранитоидов, можно предположить, что основными факторами, контролирующими размещение выделяемых типов кор выветривания, являются исходная мощность древних кор выветривания, глубина денудационного среза и интенсивность четвертичного "обломочного" экзогенеза.

Взаимодействием этих трех факторов можно объяснить ряд особенностей географического размещения трех типов кор выветривания.

Во-первых, предполагая существование в дочетвертичные эпохи гипергенного корообразования, широтной и высотной зональности, равной по "знаку" современной, можно ожидать, что мощность древних кор вывет-

ривания уменьшалась к северу и с высотой. В таком случае при равном денудационном срезе вероятность сохранения наименее денудированных дресвянистых кор выветривания должна возрастать к югу и с понижением высоты, что, в общем, отмечалось выше как тенденция в современном географическом расположении трех типов кор. Во-вторых, полагая, что на более интенсивно поднимавшихся (и сейчас более высоких) участках денудация кор выветривания проявлялась активнее и охватывала большие толщи, следует ожидать на малых современных абсолютных высотах более широкое распространение дресвяников, что также уже отмечалось. В-третьих, можно предполагать усиление интенсивности процессов четвертичного обломочного экзогенеза (альтипланизации, гольцового выравнивания) к северу и с высотой и связывать с этим расширение ареала щебнистых кор выветривания.

Совершенно ясно, что глубина денудационного среза является крайне сложным фактором и зависит от множества обстоятельств (подготовленность пород к денудации, тектоническая деятельность, денудационная способность климата и др.).

Вероятно, имеются и другие факторы, контролирующие существование и распространение сейчас того или иного типа кор выветривания, в частности, такие, как генетическая сущность древних кор выветривания, геологическое, экзогенное и геоморфологическое развитие отдельных районов.

Генетическая сущность древних кор выветривания

Вопросам изучения генезиса древних кор выветривания посвящена большая литература. Практически, начиная с известной работы И.И. Гинзбурга (1912), продолжают дискуссии по этому поводу. Подробный анализ существующих в СССР и за рубежом воззрений приводится в работах В.П. Петрова (1967, 1977) и В.Н. Разумовой (1977), и именно взгляды этих исследователей наиболее ярко отражают сущность конкурирующих гипотез.

По мнению большей части советских исследователей (Гинзбург, 1912, 1957, 1963; Петров, 1948, 1967, 1977; Добровольский, 1969; Чухров, 1974), древние коры выветривания образованы прежде всего в результате воздействия гипергенных процессов. Согласно "почвенной" гипотезе В.П. Петрова (1977), континентальное выветривание ограничивается почвенным процессом, а кора выветривания является аналогом современной почвы, однако образовалась она в эпохи длительного (миллионы лет) относительного тектонического покоя земной коры и господствовавшего исключительно благоприятного для развития процессов выветривания климата (гумидно-тропического).

В последнее время в нашей стране возрождается и модернизируется старая термальная гипотеза генезиса древних кор выветривания (Rösler, 1902; Кузнецов, 1933). В.Н. Разумовой (1970, 1977), активно разрабатывается гидротермально-вадозная гипотеза генезиса древних кор выветривания (глинистых метасоматитов) как продуктов воздействия на исходные породы грунтовых вод и вод глубинной циркуляции, активизированных эндогенными, поступавшими по разломам эманациями. "Настоящие" мощ-

ные элювиальные коры, богатые глинистыми минералами в отличие от чисто климатического элювия, по В.Н. Разумовой, развиваются избирательно только по подготовленным к выветриванию горным породам как вторичные наложенные образования по ранее возникшим глинистым метасоматитам зон разлома гидротермально-вадозного происхождения.

В работах В.П. Петрова (1977) и В.Н. Разумовой (1977) подробно обсуждаются проблемы, связанные с древними корами выветривания (факторы и механизмы образования, строение и распространение древних кор, их связь с поверхностями выравнивания, возраст и сохранность во времени). В этих обобщениях затронуты и вопросы генезиса дресвянистых толщ. Однако если в построениях В.П. Петрова дресвяники находят свое место, то В.Н. Разумова даже не включает их в комплекс пород древней коры выветривания. Хотя, по нашему мнению, в процессе гидротермально-вадозного метасоматоза могли бы образовываться и мощные дресвянистые толщ с характерным метагаллуазитовым или каолининовым составом глинистой фазы.

Расходясь в генетических построениях, сторонники разных гипотез, естественно, расходятся и в оценке факторов, благоприятствующих образованию мощных кор выветривания.

В.П. Петров связывает эпохи максимального развития процесса корообразования с редким в истории Земли сочетанием стабильной тектонической обстановки и благоприятных биоклиматических условий (гумидность, высокие температуры, богатая растительность) и полагает, что среди современных обстановок и процессов нет более или менее полных аналогов древнего выветривания.

В.Н. Разумова считает, что периодам образования мощных кор выветривания отвечают эпохи воздымания и коробления фундамента платформ — эпохи активизации гидротермальной деятельности и гидродинамики подземных вод. В таком случае образование мощных кор выветривания могло происходить независимо от биоклиматической обстановки в "недавние" (плиоцен, ранний плейстоцен для Сихотэ-Алиня) периоды активизации вулканической деятельности.

Возраст дресвяников и современных почв

Принципиальные вопросы определения возраста древних кор выветривания и рельефа, несмотря на существование глубоких и обширных теоретических и практических разработок, остаются одной из наиболее дискуссионных проблем геоморфологии и геологии (Мещеряков, 1964; Петров, 1967, 1977; Тимофеев, 1968, 1979; Худяков, 1972; Поверхности выравнивания..., 1974; Разумова, 1977). Помимо различий в оценках возраста кор выветривания или форм рельефа существуют принципиальные разногласия в смысловом содержании понятия "возраст".

Как правило, разногласия в подходах к определению понятия возраста проистекают от различия в профессиональных интересах исследователей. Так, среди геоморфологов, изучающих историю развития рельефа, широко распространено представление о возрасте как о длительности существования данного типа рельефа. Подобный взгляд бытует и среди геологов, изучающих историю "корообразования": под возрастом кор выветривания

подразумевается период от начала до завершения формирования данной выветрелой толщи.

В исследовании генезиса современных дневных почв и кор выветривания чаще используется представление о возрасте рельефа как о периоде времени, начинающемся с момента завершения формирования его современной поверхности. Начиная с этого момента процессы денудации или аккумуляции материала замедлены до такой степени, что на дневной поверхности может развиваться "нормальный" почвенный профиль.

Под суммарным возрастом дневной почвы подразумевается весь период почвообразования в данном месте, т.е. с момента "стабилизации" поверхности рельефа и поселения растительности, до настоящего времени. За длительный период формирования почв могут происходить неоднократные изменения биоклиматической обстановки, отражающиеся на характере почвообразования. Поэтому наблюдаемая сегодня почва может представлять собой интегральный результат взаимодействия минерального тела (почвообразующей породы) с менявшейся факторной обстановкой.

Какое-то изменение исходной минеральной породы происходит и в промежутке времени между стабилизацией поверхности рельефа и поселением растительности, т.е. до формального начала почвообразования. Вероятно, весь процесс изменения материнской породы, начиная с "момента" стабилизации поверхности рельефа и до настоящего времени, представляет собой процесс образования гипергенной коры выветривания (экзогенно измененного *in situ* минерального тела), а длительность этого периода времени составляет возраст современной коры выветривания.

Таким образом, возраст современной коры выветривания старше суммарного возраста современной почвы лишь на промежуток времени между стабилизацией поверхности рельефа и заселением этой поверхности растительностью. По нашим наблюдениям, даже в экстремальных условиях архипелага Шпицберген на освобождающейся из-под отступающего ледника поверхности донной морены растительность появляется в первые десятки лет. Вероятно, в более южных широтах этот процесс протекает (и мог протекать в прошлом) интенсивнее. Даже если увеличить длительность абиогенного промежутка на целый порядок лет, его кратковременность по сравнению с дальнейшей историей почвообразования и выветривания будет очевидной. Практически для умеренных широт величиной длительности абиогенного промежутка можно пренебречь и считать суммарные возрасты современных кор выветривания и современных почв приблизительно равными.

Для массивно-кристаллических пород (например, гранитов) возможны три варианта соотношения возрастов поверхности рельефа, современной почвы (современной коры выветривания) и древней коры выветривания¹.

Первый, наиболее "простой" вариант, когда почва развивается на не затронутой процессами выветривания породе (например, обнаженном интрузивном теле). В таком случае сингенетически и синхронно развиваются современная почва и современная кора выветривания данной интрузии.

¹ Под современной почвой и корой выветривания мы понимаем тела, формировавшиеся непрерывно в природной обстановке голоцена и существующие сейчас на дневной поверхности.

живной породы. Возраст современной поверхности рельефа равен возрасту почвы и коры выветривания. В природе этот вариант, очевидно, реализуется на выделяемом щебнистом типе кор выветривания.

Второй вариант, когда почва начала формироваться на древней, частично срезанной денудацией коре выветривания. В этом случае возраст современной почвы равен возрасту данной поверхности и, естественно, моложе возраста древней коры выветривания данной интрузивной породы. Одновременно с современной почвой формируется современная кора выветривания, но уже не данной интрузивной породы, а унаследованной рыхлой толщи древней коры выветривания. Этому варианту, вероятно, отвечает дресвянистый тип коры выветривания гранитов.

Наконец, третий вариант — современная почва формируется на смеси материала древней коры выветривания и невыветрелой породы. Возраст современной почвы равен возрасту дневной поверхности и, вероятно, возрасту формирования и отложения подобных смешанных пород. Современная кора выветривания формируется как за счет преобразования материала древней коры выветривания данной интрузивной породы, так и собственно современного выветривания обломков этой породы. Этому варианту соответствует щебнисто-дресвянистый тип коры выветривания.

Каким же может быть возраст дресвяников (остатков древней коры выветривания) на гранитоидах Восточной Сибири и Дальнего Востока? Естественно, что ответ на этот вопрос можно искать лишь в работах палеогеографов, геологов и геоморфологов. Однако в литературе однозначные ответы по конкретным районам пока отсутствуют. Полагают, что на протяжении практически всей дочетвертичной и раннечетвертичной истории континентального развития этих территорий существовали условия, более благоприятные для интенсивного выветривания, чем в настоящее время.

В многочисленных работах, посвященных исследованию древних кор выветривания, выделяются несколько эпох формирования мощных кор выветривания на протяжении фанерозоя. Нижний возрастной рубеж (начало) формирования древних кор выветривания гранитоидов может быть равным времени экспонирования интрузивных тел на дневной поверхности (например, поздняя юра для архейских интрузий Алданского нагорья и триасовых интрузий Гиллой-Тындинского плато; мел-палеоген для гранитов Сихотэ-Алиня). Верхний возрастной рубеж (конец формирования) открытых непогребенных древних кор выветривания, вероятно, можно связывать с началом значительного ухудшения биоклиматических условий (для гипергенной гипотезы генезиса) или с последней активизацией процессов гидротермального метасоматоза.

Следуя гипергенной гипотезе генезиса древних кор выветривания, можно предполагать прекращение формирования мощных кор выветривания (в том числе и их дресвянистых горизонтов) в среднем плиоцене на юге Якутии и в раннечетвертичное время на юге Дальнего Востока. Придерживаясь же гипотезы гидротермально-вадозного происхождения древних кор выветривания, следует ожидать возможность их последнего обновления во время плиоценового и раннечетвертичного вулканизма на юге Дальнего Востока и позднемеловой активизации глубинных разломов в Южной Якутии или даже в позднейшие фазы интенсификации разломно-блоковых движений.

Каков бы ни был генезис древних кор, их дальнейшая (после образования) судьба почти целиком зависит от процессов денудации. Наличие парагенетической связи древних кор выветривания с поверхностями выравнивания признается большинством специалистов, исследующих древние коры выветривания и поверхности выравнивания (Поверхности выравнивания..., 1974). Не углубляясь в остро дискуссионные проблемы соотношения процессов выравнивания и корообразования, позволим себе высказать общее замечание по этому вопросу. Вполне естественно полагать, что, с одной стороны, процессы денудации (выравнивания) активнее происходят на более выветрелых ("подготовленных") породах, но, с другой — сохранение рыхлых (выветрелых) толщ вероятнее на выровненных участках поверхности.

Наличие открытых непогребенных древних кор выветривания на каком-либо выровненном уровне рельефа, по мнению большинства исследователей, позволяло причислять данный уровень к определенному временному этапу древней планации рельефа. Вместе с тем, хорошо известно, что на исследуемых горных территориях практически отсутствуют полнопрофильные открытые древние коры выветривания, а встречаются лишь эродированные части их профиля.

Таким образом, возраст современной поверхности рельефа и современной коры выветривания даже при наличии древней коры выветривания необходимо связывать с последним этапом значительной денудации поверхности или любого другого экзогенного преобразования рельефа и последующей стабилизацией поверхности.

Вероятно, таким "последним" этапом денудации Алданского нагорья была раннечетвертичная активизация тектонических движений и как следствие — увеличения денудационного среза. Именно с этим периодом И.Ю. Долгушин (1961) связывает образование основной части грубообломочных элювиально-делювиальных отложений этого района.

Гиллой-Тындинское плато, входящее в Янкан-Тукурингра-Джагдинскую зону горстовых морфоструктур, испытывало активное поднятие в течение всего плиоцена и четвертичного времени и, естественно, активную денудацию поверхности (Юг Дальнего Востока..., 1972).

Побережье Японского моря практически с конца плиоцена испытывало преимущественно нисходящие движения, а низкогогорья западного склона Сихотэ-Алиня характеризовались в основном стабильным состоянием тектонического режима (Короткий, 1972). Вероятно, следует предполагать "меньшую денудированность" в этих районах юга Дальнего Востока по сравнению, например, с Центральным Сихотэ-Алинем, активно воздымавшимся в течение плейстоцена.

Четвертичные оледенения, как выясняется, непосредственно не оказали существенного экзарационного влияния на среднегорные и низкогогорные уровни юга Якутии и Дальнего Востока (Плоскогогорья и низменности..., 1971; Юг Дальнего Востока..., 1972). Однако суровые климатические условия плейстоцена активизировали на большей части этих территорий процессы физического выветривания, формирования крупноглыбовых и щебенчатых образований и характерных морфоскульптурных черт рельефа.

Процессы четвертичного обломочного экзогенеза безусловно сыграли значительную роль в становлении современных водораздельных поверхно-

стей и формировании современных рыхлых отложений гор Восточной Сибири и Дальнего Востока. Реликтовые формы нивальной планации Г.И. Худяков (1972) встречал даже в пределах низкотеррасных отрогов хребтов Алексеевского (южное Приморье), Тукурингра, Джагды и других. Вместе с тем приведенные Г.И. Худяковым описания и химические анализы дресвянистых продуктов выветривания гранитоидов в гольцовой зоне современной нивальной планации Ям-Алиня (абсолютная высота 1500–2000 м), по нашему мнению, позволяют трактовать эти продукты не как результат процессов субнивального выветривания, а как остатки денудированных и "загрязненных" четвертичным обломочным экзогенезом древних кор выветривания. Об этом же свидетельствует широко распространенный тип строения склоновых отложений Сихотэ-Алиня, в которых менее выветрелая щебнисто-мелкоземистая и щебнисто-глыбовая толща переходит с глубиной в сильновыветрелые коренные породы (Короткий, 1972).

Широкое распространение такого типа строения профиля склоновых отложений, вероятно, послужило основой для ошибочных представлений некоторых исследователей (Ивашов и др., 1975) о более интенсивном выветривании в средних и даже нижних частях почвенных профилей по сравнению с верхними.

Наложение продуктов криоморфного четвертичного экзогенеза в виде обломочных образований на денудированные остатки толщ древних дочетвертичных кор выветривания создало инверсию степени выветрелости одних и тех же пород, связанную с разновозрастностью разных частей вертикального профиля рыхлой толщ (щебнисто-дресвянистый тип). Наряду с этим находились участки, где древние толщ дресвяников оставались в неприкрытом состоянии на дневной поверхности (дресвянистый тип), и участки, где они были полностью денудированы (щебнистый тип).

Таким образом, можно считать, что в природе возможны случаи сохранения продуктов древнего (дочетвертичного) выветривания на активно поднимавшихся (денудировавшихся) и столь же активно перерабатывающихся четвертичной и современной альтипланацией уровнях рельефа. Сохранность дресвянистых кор выветривания в значительной степени обусловлена их хорошим внутренним дренажем, ослабляющим поверхностную эрозию.

Можно ли в таком случае однозначно определять возраст современной поверхности рельефа (возраст современной почвы) для районов с пестрым и неоднозначным взаимодействием факторов, влияющих на стабилизированность дневной поверхности?

Вероятно, все же можно предполагать, что возраст поверхности открытых дресвянистых кор, во-первых, древнее возраста щебнистых кор и, во-вторых, приблизительно равен времени окончания последнего "тектонического" усиления денудации.

Однако помимо "катастрофической" денудации существует и нормальная, извечная денудация, обусловленная действием лишь экзогенных факторов. Расчеты, произведенные О.Н. Красулевым и Е.И. Чернобровкиной на основе твердого стока рек юга Дальнего Востока, показали, что в среднем за год в настоящее время с этой территории смывается слой толщиной 0,012 мм, или при ретроспективном расчете — 1 м за 83 тыс. лет (Юг Дальнего Востока..., 1972). Вряд ли можно согласиться с мнением указан-

ных исследователей о заниженности приведенных ими расчетов в сравнении с реальным денудационным снижением поверхности. Скорее дело обстоит наоборот. Во-первых, из расчетов не исключена немалая доля твердого стока, обусловленного боковой и русловой эрозией, не снижающей поверхность водоразделов; во-вторых, безусловно, в наше время и денудация, и эрозия (а значит, и твердый сток) значительно усилены антропогенным влиянием (в частности, вырубками и пожарами в горных лесах). Вероятно, приведенные данные следует считать существенно завышенными, а следовательно, и роль нормальной денудации в отношении поверхности водоразделов этой территории и сейчас, и в прошлом была гораздо меньшей.

Кроме этого, необходимо учитывать и возможный золотой привнос вещества на дневную поверхность. Так, при исследовании почв Борисовского плато (южное Приморье) было установлено, что на глинистой коре выветривания плиоценовых базальтов лежит почти полуметровый золотой кварц-полевошпатовый нанос (Таргульян и др., 1978). Вполне естественным будет предположение, что какая-то масса золотого материала откладывалась и на массивах иного петрографического состава.

Приведенные соображения позволяют предположить, что возраст (длительность существования) современных почв, развитых на дресвянистых корях выветривания низкотеррас юга Дальнего Востока, почти на порядок старше голоценового.

Морфология и глинистая минералогия кор выветривания гранитов Алданского нагорья и Сихотэ-Алиня

В качестве примера изучаемых кор выветривания гранитов приведем описания нескольких "точек", где глубокими почвенными разрезами были вскрыты эти коры с развитыми на них современными почвами. На Алданском нагорье были выбраны разрезы двух подзолистых альфегумусовых почв, развитых в ландшафтах северотаежных лиственничных лесов на гранитных дресвяниках и щебнистой коре выветривания. В Сихотэ-Алине выбрано несколько разрезов буроземов, развитых в ландшафтах широколиственных лесов, в основном на гранитных сапролитах.

Точка Керак. Выровненная центральная часть Алданского нагорья (Нимырское плато). Территория сложена, практически повсеместно, архейскими кристаллическими породами: сланцами, гнейсами, кварцитами и др.

Междуречье р. Николкин Ключ и ручья Керак, левых притоков р. Б.Нимыр, — высокоподнятая (1000–1200 м) плоская нагорная равнина. На водоразделах многочисленные выходы гранитов в виде денудационных останцов и крупноглыбовых россыпей. На более низких (менее 1000 м) участках останцы отсутствуют, но поверхность осложнена мерзлотным мезорельефом — "каменными котлами". В почвенных разрезах вскрывается делювиальная суглинистая толща с обломками выветрелых гранитов и гнейсовидных кристаллических сланцев, на глубине 1 м подстилаемая розово-желтыми гранитными дресвяниками ненарушенного строения. На одном из "средних" водоразделов (1050 м над ур. моря) с плоской

округло-вытянутой вершиной редкие крупноглыбовые развалы гранитов чередуются с участками поверхности без глыб и щебня.

На таком участке разрезом (37-66) была вскрыта мелкоземисто-дресвянистая толща розовато-желто-серых среднезернистых гранитов без примеси обломков других пород или щебня гранитов. Верхняя полуметровая часть толщи состоит из мелкоземисто-дресвянистого материала с нарушенными процессами почвообразования и ветровалами исходным строением. Ниже залегает дресвяник ненарушенного строения с сохранением структуры и текстуры гранита и секущих толщу субвертикальных жил темного кварца. Плотность дресвяника с глубиной заметно увеличивается. Однако и в самых нижних горизонтах, на глубине 150 см, в самых плотных участках дресвяник распадается в дресву от удара киркой или лопатой. Дресва в пальцах крошится на составные зерна минералов.

Точка Лермонтовка. Западные отроги Сихотэ-Алиня. В бассейне р. Алчан, на междуречье Бирушка — Колькин Ключ, верхнемеловые граниты интрузий слагают расчлененные эрозионно-денудационные низкогорные массивы в виде гряд с округло-вытянутыми вершинами. Повсеместно почвенными разрезами и дорожными обнажениями на вершинах и склонах вскрывается толща гранитных дресвяников разной мощности и плотности и не обнаруживаются выходы или глыбы невыветрелых свежих гранитов или иных пород. Таким образом, можно считать, что в этом районе толща вмещающих и покрывавших интрузивное гранитное тело пород была практически нацело удалена денудацией. Однако до настоящего момента денудация и расчленение не смогли обнажить подошву дресвяников — невыветрелые плотные граниты.

В этом районе в качестве примеров дресвянистого типа коры выветривания гранитов использованы результаты исследования двух разрезов (28-69 и 25-69), заложенных на вершинах соседствующих параллельных гряд. Высота вершин около 500 м над ур. моря. Разрезы заложены на относительно ровных площадках. В обоих разрезах вскрыта мелкоземисто-дресвянистая толща, переходящая на глубине 50–70 см в дресвяник, сохраняющий исходную структуру и текстуру серых мелкозернистых биотитовых гранитов. В разных разрезах обнаруживаются естественные вариации состава, плотности, степени выветрелости, характера трещиноватости нижних зон — дресвяников, сохраняющих структуру и текстуру исходных гранитов. Подобные различия замечены и в представляемой паре разрезов. В отличие от дресвяника разреза 28-69 нижняя зона разреза 25-69 характеризуется несколько большей плотностью, относительным увеличением содержания плагиоклазов (при сохранении степени их выветрелости), иным характером трещиноватости дресвяника — преобладанием горизонтальных трещин.

Точки Ольга и Благодатная. На восточном склоне Сихотэ-Алиня среди огромных полей эффузивных пород (липаритов, липарито-дацитов, андезито-дацитов и др.) батолитоподобные палеогеновые гранитные интрузии протягиваются цепью вдоль побережья Японского моря и в ряде районов (бухты Ольга, Благодатная и др.) образуют низкогорные эрозионно-денудационные массивы высотой 200–400 м над ур. моря.

Исследованы два разреза дресвяников на восточном побережье бухты Ольга — разрезы 31-69 и 33-69. Разрезы были заложены на двух соседних

вершинах высотой около 400 м над ур. моря. Обе вершины имеют округлую форму и относительно ровную поверхность. Щебень или скальные выходы гранитов отсутствуют. В обоих профилях вскрывается мелкоземисто-дресвянистая толща, на глубине 35–40 см переходящая в дресвяник, сохраняющий структуру и текстуру серых крупнозернистых гранитов, включая жилы темно-серого кварца. Сложение толщи рыхлое, разрезы копаются лопатой, с глубины 150 см дресвяник становится заметно плотнее, но по-прежнему рассыпается в дресву от удара киркой. Дресвяник разреза 33-69 отличается от такового в разрезе 31-69 более крупнозернистым составом исходных гранитов, большим количеством жил темно-серого кварца, наличием вертикальной каменистой дайки пегматитовой породы, пронизывающей снизу вверх практически весь профиль, несколько более плотным сложением толщи.

Разрез 16–74 был исследован Р.Г. Грачевой на водоразделе ручьев Сухого и Первого на северном побережье бухты Благодатная. Разрез заложен на верхней привершинной части пологого (5–7°) склона небольшой округлой вершины высоты 220 м над ур. моря. Поверхность почвы ровная, с единичными выходами глыб гранитов. Этот профиль используется в настоящей работе в качестве примера щебнистого типа коры выветривания гранитов. Однако при мезоморфологическом исследовании образцов было обнаружено, что хрящевато-мелкоземистый заполнитель щебнистоглыбистой толщи данного профиля все же частично "загрязнен" продуктами переотложения древних дресвяников, широко распространенных на низкогорных гранитных массивах восточного склона Сихотэ-Алиня. Возможно, этот разрез не может быть признан чистым вариантом щебнистого типа коры выветривания гранитов. Однако из нескольких десятков разрезов буроземов, сформированных на гранитах (исследованных нами и описанных другими исследователями) в дальневосточном ареале буроземов, лишь этот разрез в наибольшей степени отвечает диагностическим признакам щебнистого типа коры выветривания. Остальные разрезы буроземов на гранитах явно относятся к дресвянистому или щебнисто-дресвянистому типам.

Точка Тында. Восточная, более расчлененная, эрозионно-денудационная часть Гилуй-Тындинского плато (Алданское нагорье). На некоторых вершинах сохранились гранитные скальные останцы с крупноглыбовыми развалами вокруг них. Разрез 41-66 был заложен на выровненной округлой вершине (около 800 м над ур. моря) без видимых выходов скальных пород и обломков на поверхности почвы. Разрезом вскрывается мелкоземисто-хрящевато-щебнисто-глыбовая толща торфянистого альфегумусового подзола, состоящая из продуктов преобразования серых крупнозернистых биотитов гранитов, с заметным увеличением размера и объема глыб к низу профиля. Сильновыветрелого щебня или крошащейся в пальцах дресвы в разрезе не обнаружено. Кроме разреза 41-66 на этой же и других вершинах была заложена серия (около 30) разрезов и прикопок, в которых обнаружено аналогичное строение профиля с незначительными вариациями мощности и цвета горизонтов и каменистости. Общее строение толщи разреза 41-66, результаты его макро- и мезоморфологического исследования позволяют использовать этот профиль в качестве еще одного примера щебнистого типа коры выветривания гранитов.

Все приведенные описания демонстрируют отчетливое зональное строение дресвянистых толщ гранитов, в которых выделяются две зоны. Нижняя зона представляет собой автохтонный дресвяник ненарушенного исходного строения — толщу, сохраняющую текстуру плотных материнских гранитов, но дезинтегрированную до состояния сапролитизированного дресвяника. В верхней зоне теряется гранитная текстура дресвяника, но практически до самой поверхности сохраняется набор его основных структурных элементов: минеральный состав исходных гранитов, размер минеральных зерен и собственно дресва — мелкие (диаметр 2–10 мм) обломки гранита.

Подобная зональность строения дресвянистых кор выветривания гранитов наблюдается не только в приведенных разрезах, она характерна для всех изучавшихся нами в разных районах страны разрезах дресвяников гранитов (Дальний Восток, Якутия, Забайкалье, Кавказ, Казахстан, Закавказье). Аналогичная зональность достаточно определенно проявляется и при анализе литературных материалов.

По существу, подобная зональность ранее была выявлена И.П. Герасимовым и А.И. Ромашкевич, (1967) при исследовании почв на ферраллитных корках выветривания, которые выделили активный деятельный слой, преобразованный почвообразовательными процессами, и зону литомаржа, сохраняющую текстуру плотной породы, но глубоковыветрелую. Вслед за И.П. Герасимовым (1971) верхнюю зону дресвяников гранитов мы будем называть *деятельной зоной*, подразумевая, что она возникла в результате современного экзогенного преобразования дресвяника процессами педо- и криотурбаций, элювиально-метаморфическими и иллювиально-метаморфическими процессами почвообразования. В таком случае за нижней зоной целесообразно оставить название "зона сапролита", подразумевая, что она возникла в основном в результате древнего автохтонного превращения некогда плотных скальных пород и практически полностью унаследовала текстуру материнских гранитов. Кроме того, частично эта зона за счет процессов древнего и современного иллювирирования веществ обогатилась некоторыми вымытыми компонентами.

Вероятно, в процессе экзогенного формирования и преобразования дресвяников происходили некоторые латеральные смещения материала деятельной зоны относительно зоны дресвяника. Однако можно полагать, во всяком случае для большинства исследуемых в работе профилей дресвяников, что размеры таких сдвигов были незначительными. Иначе вряд ли могли бы сохраниться в деятельной зоне кварцевые и пегматитовые дайки и жилы, пронизывающие ее иногда почти до дневной поверхности.

Морфологические признаки древнего выветривания и дифференциации вещества обнаруживаются во всех исследуемых разрезах дресвяников. Наиболее ярким и очевидным признаком древнего выветривания является унаследованная дезинтегрированность, выражающаяся в потере связности между зернами минералов гранита или их агрегатами. Образующаяся дресвянистая масса сохраняет исходную текстуру и минеральную структуру гранитов, но характеризуется значительной выветрелостью и усилением общей порозности толщи.

В наибольшей степени воздействие древнего метаморфизма сказалось на морфологическом облике плагиоклазов: совершенно четко проявляется

их сильная выветрелость, выражающаяся прежде всего в образовании пелитовых псевдоморфоз по зернам олигоклаза. Очень часто зерна олигоклаза пелитизированы нацело. Сильная пелитизированность плагиоклазов проявляется от самых нижних горизонтов дресвяников до поверхности почв.

По сравнению с плагиоклазами морфологические признаки древнего метаморфизма биотита выражены гораздо слабее. В нижних горизонтах дресвяников биотит по сравнению с плагиоклазом имеет свежий облик, такой же, как и остальные породообразующие минералы: ортоклаз, кварц. Однако вверх по профилю в облике биотита начинают проявляться отчетливые признаки выветривания: "распушение" и разделение краев пачек, побурение, а затем и осветление поверхности.

В разрезе щебнистой коры выветривания гранитов (41-66) морфологический анализ не обнаружил признаков древнего метаморфизма. Однако в другом разрезе (16-74) были отмечены признаки пелитизации плагиоклазов в небольшой части хряща. Эти признаки мы считаем следствием древнего метаморфизма, предполагая, что более выветрелая часть хряща была внесена в хрящевато-мелкоземистый заполнитель толщи при ее образовании. Иными словами, при экзогенном преобразовании дресвяников (широко распространенных в этом районе) какая-то часть обломков дресвы (спелитовыми псевдоморфозами по плагиоклазам) попала в формирующиеся щебнистые коры выветривания гранитов.

Выявление химико-минералогической сущности древних процессов выветривания и дифференциации вещества в исследуемых объектах сопряжено с определенными трудностями. Во-первых, отсутствуют образцы скальных плотных гранитов, из которых образовался дресвяник, т. е. исходной "сапролитобразующей" породы¹. Во-вторых, с полной уверенностью можно полагать, что в зоне сапролита (как в одном из горизонтов древней коры выветривания) кроме процессов метаморфизма минералов (in situ) имели место элювирирование освобождающихся при метаморфизме подвижных соединений и иллювирирование вещества из верхних, ныне денудированных горизонтов древней коры выветривания. В-третьих, какие-то изменения произошли в результате процессов современного почвообразования.

В целом перечисленные трудности связаны с тем, что мы не имеем возможности исследовать полный профиль древней коры выветривания гранитов, а вынуждены довольствоваться лишь его малой частью — зоной сапролита.

Наиболее существенные метаморфические изменения в зоне сапролита претерпели плагиоклазы, степень изменения остальных породообразующих минералов несравненно слабее. На рентгендифрактограммах пелитовых псевдоморфоз плагиоклазов отсутствуют рефлексы слоистых силикатов. Рентгендифрактометрические исследования илистых фракций зон сапролита показали, что доминирующим слоистым силикатом в исследуемых профилях дресвяников является метагиллазит, а промежуточные

¹ Обычно "свежие" обломки гранитов, обнаруживаемые вблизи разрезов, имеют минералогический состав, отличный от состава сапролитов.

Таблица 13

Минералогический состав илстой фракции*

Генетический горизонт	Глубина, см	Группа каолинита**	Минералы с переходной от 2:1 к 2:1:1 структурой	Иллит***	Вермикулит	Разбухающий до 18А минерал группы смектита	Хлорит	Неупорядоченно смешаннослойные минералы		
1	2	3	4	5	6	7	8	иллит-хлорит	иллит-вермикулит	иллит-смектит
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11

Буроземы на дресвяниках

Разрез 28-69

A1 ₁	2-5	++к	+++	+д	-	-	+	-	?	-
A1 ₂	5-15	++к	+++	+д	-	-	+	-	?	-
AB1m	15-20	++к	+++	+д	-	-	+	-	?	-
B3m	45-55	++к	+++	+д	-	-	+	-	?	-
BC1	55-75	+++мг	++	+++д	-	-	+	-	?	-
BC2	90-100	+++мг	+	+++д	-	-	-	-	+	-
BC3	150-200	+++мг	-	+++д	-	-	-	-	+	-

Разрез 25-69

A1 ₁	2-9	++к	+++	+д	-	-	+	-	-	+
A1 ₂	10-15	++к	+++	+д	-	-	-	-	-	+
AB1m	15-25	++к	+++	+д	-	-	-	-	-	+
B2m	25-35	++к	++	+д	-	-	-	-	-	+
B3m	45-60	++к	+	+++д	-	-	-	-	+	+
BC1	60-80	+++мг	-	+++д	-	-	-	-	+	-
BC2	90-110	+++мг	-	+++д	-	-	-	-	+	-
BC3	130-150	+++мг	-	+++д	-	-	-	-	+	-

Буроземы иллювиально-гумусовые на дресвяниках

Разрез 31-69

A1A2	4-10	++к	+++	?	+	-	+	-	-	-
AB1hfm	10-15	++к	+++	?	-	-	+	-	-	-
B2m	15-22	++к	+++	?	-	-	+	-	-	-
B3m	25-35	++к	++	?	-	-	+	+	-	-
BC1	42-60	+++мг	+	+т	-	-	+	+	-	-
BC2	60-80	+++мг	+	+т	-	-	-	+	-	-
BC3	100-120	+++мг	+	+т	-	-	+	+	+	-
C	160-180	+++мг	+	+т	-	-	+	-	+	-

Разрез 33-69

A1A2	4-10	++к	+++	?	+	-	+	-	-	-
AB1hfm	10-18	++к	+++	?	-	-	+	-	-	-
B2m	18-22	++к	+++	+т	-	-	+	-	-	-
B3m	25-45	++к	++	?	-	-	+	-	-	-
BC1	50-70	+++мг	+	+т	-	-	+	+	-	-
BC2	82-105	+++мг	+	?	-	-	-	+	+	-
BC3	120-140	+++мг	+	?	-	-	-	+	+	-

Таблица 13 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
---	---	---	---	---	---	---	---	---	----	----

Бурозем иллювиально-гумусовый на щебнистой коре выветривания

Разрез 16-74

AOA1	0-6	++к	-	+	+	?	+	-	+	+
B2m	8-25	++к мг	++	+	?	-	+	?	?	-
B3m	25-60	+++мг	+	+	?	-	+	?	?	-

Подзолистая альфегумусовая почва на дресвянике

Разрез 37-66

A2	10-15	+++к	-	+д	+	+	-	-	-	-
B1hf	15-25	+++к	++	+д	-	+	-	+	-	-
B2f	35-45	+++к	++	+т	-	-	?	+	-	-
BC1	50-60	+++мг	?	+т	-	?	?	+	-	-
BC1	70-80	+++мг	?	+т	-	+	?	+	-	-
BC2	110-120	+++мг	?	+т	-	?	?	+	-	-
BC2	130-150	+++мг	?	+т	-	-	-	+	-	-

Подзолистая альфегумусовая почва на щебнистой коре выветривания

Разрез 41-66

A2	9-17	++к	-	-	+	+++	?	-	-	-
B1hf	20-35	++к	++	-	?	-	?	-	?	-
B2f	40-50	++к	+++	+	?	-	+	-	+	-
BC	80-105	++к	-	+++	+	-	+	-	+	-
Партлю- ваны	65-80	++к	++	++	+	-	+	-	+	-
	80-90	++к	-	+++	+	-	++	-	+	-

* Полуколичественная оценка: отсутствует (-), присутствие вызывает сомнение (?), мало (+), среднее (++) , много (+++).

** мг — преимущественно метагаллуазит, к — преимущественно каолинит.

*** д — диоктаэдрический иллит, т — триоктаэдрический иллит.

продукты стадийной трансформации биотита практически отсутствуют (табл. 13; минералогия ила определена Т.А. Соколовой).

Сопоставление перечисленных фактов позволяет утверждать следующее: а) при пелитизации плагиоклазов не происходило образование глинистых слоистых силикатов; б) метагаллуазит сапролитных зон исследуемых дресвяников не мог образовываться при метаморфическом изменении плагиоклазов или биотита in situ — в зоне сапролита; в) метагаллуазит сапролитных зон имеет иллювиальную природу и сосредоточен в аллохтонных кутанах, выстилающих стенки межагрегатных пор внутри дресвы. Принципиально метагаллуазит мог иллювироваться в зону сапролита в виде суспензии или синтезироваться в этой зоне из поступающих сверху растворов, содержащих кремнезем и алюминий (Градусов, Черняховский, 1976). Последний вариант представляется более вероятным. Можно полагать, что основным поставщиком алюминия для синтеза метагаллуазита являлся распад плагиоклазов, а пелитизация плагиоклазов является составной частью такого процесса.

Некоторые признаки продуктов древнего выветривания обнаруживаются и в исследуемых разрезах (16-74 и 41-66) щебнистых кор выветривания гранитов. Так, в илистых фракциях этих профилей наряду с типоморфными хлоритами, гидрослюдами, вермикулитами и их смешанными образованиями обнаруживаются "экзотические" для наших условий минералы группы каолинита. Нам представляется, что кроме существующих гипотез о "выходе" каолинита в мелкозем при дезинтеграции гипогенно измененных пород следует предполагать возможность "загрязнения" мелкоземистого заполнителя щебнистых кор выветривания гранитов глинистым материалом размывавшихся древних кор выветривания. В тех случаях, когда такого загрязнения не было, минералы группы каолинита в составе мелкоземистого заполнителя щебнистых кор выветривания отсутствуют.

Дресвянистые и щебнистые коры выветривания гранитов как почвообразующие породы

Выше неоднократно подчеркивались существенные различия дресвянистых и щебнистых кор выветривания гранитов в отношении генезиса, возраста и морфологии. Каким же образом их морфогенетические различия отражаются в их свойствах как почвообразующих пород? Какое влияние они оказывают на современное почвообразование?

Мы попытались проследить отличия щебнистых и дресвянистых кор по следующим признакам: степени и характеру дренажа, минералогическому и гранулометрическому составу, степени выветрелости, возрасту. По степени дренированности дресвянистые и щебнистые коры мало отличаются. И тот и другой тип поверхностных образований характеризуется свободным, почти провальным дренажем, способствующим формированию нисходящего потока растворов. Естественно, что свободный дренаж обуславливает и хорошую аэрацию профиля.

Практически не отличаясь по степени дренированности, исследуемые типы кор выветривания существенно различаются по характеру нисходящего движения растворов. В дресвянистых корях выветривания практически отсутствуют щебень и глыбы, профиль представляет собой почти однородную дресвянисто-мелкоземистую толщу, по строению приближающуюся к крупнозернистым пескам плотного сложения. Благодаря такому гранулометрическому составу нисходящие растворы в дресвянистых корях выветривания свободно мигрируют широким фронтом, омывая почти каждую частичку толщи дресвяников. Напротив, в щебнистых корях выветривания уже в верхних частях профиля миграция растворов локализуется в вертикальных клиновидно-линейных межглыбовых хрящевато-мелкоземистых участках: большая внутренняя масса породы внутри глыб и щебня практически изолирована от действия растворов.

Благодаря унаследованной дезинтегрированности дресвяников и фронтальной миграции растворов в них значительно увеличивается суммарная поверхность "атакуемых" растворами минералов и расширяется доступ растворов к легковыветриваемым минералам. В щебнистых корях выветривания суммарная поверхность реагирующих минералов значительно меньше, однако пропорционально сужению сечения потока миграции уве-

личивается количество растворов на единицу поверхности минеральной массы. Но при этом большая часть первичных минералов находится в практически недоступной выветриванию форме — в щебне и глыбах, составляющих в нижней части профиля до 70–90% минеральной массы. Выветривание ограничивается лишь образованием относительно тонких на поверхности глыб и щебня автохтонных кутан и имеет место только в верхних горизонтах профиля.

Для дресвянистых и щебнистых кор выветривания гранитов характерно сходство исходного минералогического состава. Однако наложенные вторичные изменения минералогического состава, связанные в первую очередь с различиями генезиса, возраста и степени выветрелости, разделяют эти поверхностные образования как почвообразующие породы.

Встречающиеся иногда в невыветрелых гранитах признаки пелитизации плагиоклазов и хлоритизации биотита в дресвянистых корях выветривания являются характерными и массовыми. В исследованных нами разрезах дресвянистых кор очень часто целые зерна олигоклаза полностью замещены пелитом, который при легком давлении превращается в мучнистую массу. Зерна минералов даже в нижних горизонтах дресвяников довольно легко отделяются друг от друга, при этом на поверхности минералов отмечаются прожилки и кутаны колломорфного глинистого вещества. Наконец, как уже отмечалось, преобладающим глинистым силикатом нижних горизонтов всех исследованных нами разрезов дресвянистых кор выветривания гранитов является метагаллуазит. В щебнистых корях выветривания гранитов минералы группы каолинита присутствуют лишь иногда и, как правило, в качестве примеси к хлоритам и гидрослюдам.

Приводимые в литературе факты присутствия в щебнистых корях выветривания гранитов минералов группы каолинита могут объясняться, во-первых, гипогенным изменением гранитов и, во-вторых, возможным загрязнением щебнистых кор глинистым материалом денудированных древних кор выветривания.

В нижних горизонтах дресвяников метагаллуазит является преобладающим компонентом глинистой фазы. Однако если учесть, что в этих горизонтах дресвяников илистая фракция в пересчете на всю массу составляет лишь десятые доли процента и в то же время в составе ила отсутствуют глинистые минералы промежуточных стадий выветривания, совершенно правомерным становится предположение Т.А. Соколовой (Куликов и др., 1977) об иллювиальной природе метагаллуазита. Причем метагаллуазит мог иллювироваться из верхних горизонтов древних кор выветривания и в "готовом" виде и/или образовываться в результате синтеза из поступающих сверху растворенных продуктов распада полевых шпатов (Градунов, Черняховский, 1976).

Не менее важным, чем различия вещественного состава и строения исследуемых двух типов кор выветривания, обстоятельством, вероятно, следует считать разный возраст этих образований. При этом для нас важны в первую очередь различия возраста поверхности дресвянистых и щебнистых кор выветривания. Если окажется верным предположение о гораздо более древнем возрасте поверхности дресвянистых кор выветривания, то, вероятно, это обстоятельство должно найти отражение и в особенностях почвообразования на этом типе кор выветривания. Ведь в таком случае и

суммарный возраст (длительность существования) почв на дресвяниках будет старше, чем возраст почв, развитых на щебнистых корях выветривания. Почвы, развитые на дресвянистом типе кор выветривания, должны в таком случае пережить и, вероятно, запечатлеть в своем профиле гораздо более длительную и сложную историю развития природной среды (климата и биоты), чем почвы на щебнистых корях выветривания гранитов.

Анализ тенденций географического распространения выделяемых типов кор выветривания (в пределах сводки используемых материалов) позволяет сделать предположение о слабой зависимости появления и существования того или иного типа поверхностных образований гранитов от современных биоклиматических условий выветривания. Скорее следует полагать, что закономерности географического размещения разных типов кор выветривания гранитов могут быть результатом геологических и палеогеоморфологических процессов.

Дресвянистые и щебнисто-дресвянистые коры выветривания гранитов отмечались в самых разных по биоклиматическим условиям районах, на самых разных гипсометрических уровнях и геоморфологических позициях в горах Восточной Сибири и Дальнего Востока. Наряду с этим выяснилось, что в наших и литературных материалах до сих пор не описан профиль бурозема (Сихотэ-Алиньский ареал), развитого на чистом варианте щебнистых кор выветривания гранитов (без примеси или подстилания дресвяников). Сопоставление этих двух фактов позволяет нам прийти к выводу о совпадении (по крайней мере в Сихотэ-Алине) высотного биоклиматического ареала буроземов с высотным же, но палеогеоморфологическим ареалом дресвянистых и щебнисто-дресвянистых кор выветривания — на уровне низко- и среднегорья.

Возможность подобных совпадений, своеобразных "общих экологических ниш" для гетерохронных и гетерогенетичных тел, вероятно, имеет место и в других районах. В частности, подобное совпадение, возможно, объясняет выделение на Кавказе бурых лесных ферраллитизированных (Ромашкевич, 1978) или желто-бурых лесных почв (Урушадзе, 1978), желто-бурых почв на крайнем юге советского Дальнего Востока (Зонн, 1976). Это почвы, развитые на древних корях выветривания или на их переотложенных дериватах. Сравнение морфологических и аналитических характеристик позволяет подметить черты сходства этих почв с буроземами, развитыми на гранитных дресвянистых корях выветривания Сихотэ-Алиня. Придерживаясь генетических принципов в классификации почв, названные выше исследователи обосновывают выделение желто-бурых (бурых ферраллитизированных) почв на типовом (или подтиповом) уровне современной генетической (процессной) самостоятельностью указанных почв (наличием современного процесса ферраллитизации). Однако если самобытность вещественного состава (ферраллитность) этой группы почв (как и особенности сихотэ-алиньских буроземов на дресвянистых корях выветривания) связана лишь с пассивным наследованием свойств древних кор выветривания или продуктов древнего метаморфизма в современной почве, тогда в чем же проявляется генетическая самостоятельность желто-бурых (бурых ферраллитизированных) почв? Этот вопрос актуален по отношению ко многим почвам, развитым на субстратах, "вводящих" в современную природу продукты древнего выветривания и почвообразования.

Заключение

Существующие в горах Сибири и Дальнего Востока элювиальные рыхлые обломочные поверхностные образования гранитоидов (коры выветривания, включая и почвы) далеко не всегда по составу и строению (суммарной мощности, степени выветрелости, соотношению и содержанию глыб, щебня, мелкозема и ила) являются адекватными "отпечатками" той природной среды, в которой они сейчас обнаруживаются (тундра, тайга, неморальные леса), продуктами и результатами тех экзогенных процессов (выветривания, почвообразования, криогенеза и других), которые действуют сейчас и действовали в этих районах на протяжении голоцена и плейстоцена. Эти элювиальные рыхлые покровы представляют собой разнообразные экзогенные тела с варьирующими долями участия в их составе продуктов древнего дочетвертичного экзогенеза, в том числе коро- и почвообразования.

По комплексу признаков исследуемый ряд кор выветривания разделен нами на три крупных морфогенетических типа: щебнистые, дресвянистые и щебнисто-дресвянистые. Выявленное разнообразие кор выветривания может рассматриваться как единый непрерывный ряд экзогенных тел с уменьшающейся (или увеличивающейся) долей участия продуктов древнего выветривания.

Щебнистые коры выветривания — наиболее "молодые" и маломощные мелкоземисто-хрящевато-щебнисто-глыбистые поверхностные образования, сформированные в результате процессов четвертичного (включая голоцен) холодного криоморфного экзогенеза, в том числе и автоморфного почво- и корообразования. Этот тип диагностируется по следующим признакам: малая мощность (1–2 м), уменьшение с глубиной количества мелкозема, увеличение с глубиной количества и размера щебня и глыб, слабая (тонкие автохтонные кутаны выветривания) выветрелость поверхности щебня и глыб, закономерно ослабевающая с глубиной. В "чистых" вариантах этого типа кор выветривания предполагается отсутствие каких-либо продуктов древнего (дочетвертичного) метаморфизма. В реальной природной обстановке мелкоземистый заполнитель щебнистых кор выветривания, как правило, загрязнен пылевато-глинистыми продуктами древнего дочетвертичного гипергенного и/или гидротермально-вадозного метаморфизма гранитов: пелитом плагиоклазов, глинистыми силикатами группы каолинита.

Этот тип кор в наибольшей степени отражает экзогенный (почво- и корообразующий) потенциал климата и биоты, наблюдаемых сейчас в этих районах ландшафтов. Но даже в этом случае нельзя говорить об адекватном отражении этого потенциала, так как в рыхлой толще коры выветривания существуют вещества, которые не являются продуктом экзогенеза в данных ландшафтных условиях, а унаследованы от былых эпох экзогенеза или метаморфизма самих пород. Иными словами, даже в этом наиболее "чистом" случае состав коры выветривания несколько "преувеличивает" выветривающие и глинообразующие функции экзогенных факторов (климата и биоты) по отношению к исходным гранитам.

Дресвянистые коры выветривания гранитов являются наиболее "старыми" и мощными мелкоземисто-дресвянистыми образованиями, сформированными в результате автоморфного древнего (дочетвертичного)

суммарный возраст (длительность существования) почв на дресвяниках будет старше, чем возраст почв, развитых на щебнистых корях выветривания. Почвы, развитые на дресвянистом типе кор выветривания, должны в таком случае пережить и, вероятно, запечатлеть в своем профиле гораздо более длительную и сложную историю развития природной среды (климата и биоты), чем почвы на щебнистых корях выветривания гранитов.

Анализ тенденций географического распространения выделяемых типов кор выветривания (в пределах сводки используемых материалов) позволяет сделать предположение о слабой зависимости появления и существования того или иного типа поверхностных образований гранитов от современных биоклиматических условий выветривания. Скорее следует полагать, что закономерности географического размещения разных типов кор выветривания гранитов могут быть результатом геологических и палеогеоморфологических процессов.

Дресвянистые и щебнисто-дресвянистые коры выветривания гранитов отмечались в самых разных по биоклиматическим условиям районах, на самых разных гипсометрических уровнях и геоморфологических позициях в горах Восточной Сибири и Дальнего Востока. Наряду с этим выяснилось, что в наших и литературных материалах до сих пор не описан профиль бурозема (Сихотэ-Алиньский ареал), развитого на чистом варианте щебнистых кор выветривания гранитов (без примеси или подстилания дресвяников). Сопоставление этих двух фактов позволяет нам прийти к выводу о совпадении (по крайней мере в Сихотэ-Алине) высотного биоклиматического ареала буроземов с высотным же, но палеогеоморфологическим ареалом дресвянистых и щебнисто-дресвянистых кор выветривания — на уровне низко- и среднегорья.

Возможность подобных совпадений, своеобразных "общих экологических ниш" для гетерохронных и гетерогенетичных тел, вероятно, имеет место и в других районах. В частности, подобное совпадение, возможно, объясняет выделение на Кавказе бурых лесных ферраллитизированных (Ромашкевич, 1978) или желто-бурых лесных почв (Урушадзе, 1978), желто-бурых почв на крайнем юге советского Дальнего Востока (Зонн, 1976). Это почвы, развитые на древних корях выветривания или на их переотложенных дериватах. Сравнение морфологических и аналитических характеристик позволяет подметить черты сходства этих почв с буроземами, развитыми на гранитных дресвянистых корях выветривания Сихотэ-Алиния. Придерживаясь генетических принципов в классификации почв, названные выше исследователи обосновывают выделение желто-бурых (бурых ферраллитизированных) почв на типовом (или подтиповом) уровне современной генетической (процессной) самостоятельностью указанных почв (наличием современного процесса ферраллитизации). Однако если самобытность вещественного состава (ферраллитность) этой группы почв (как и особенности сихотэ-алиньских буроземов на дресвянистых корях выветривания) связана лишь с пассивным наследованием свойств древних кор выветривания или продуктов древнего метаморфизма в современной почве, тогда в чем же проявляется генетическая самостоятельность желто-бурых (бурых ферраллитизированных) почв? Этот вопрос актуален по отношению ко многим почвам, развитым на субстратах, "вводящих" в современную природу продукты древнего выветривания и почвообразования.

Заключение

Существующие в горах Сибири и Дальнего Востока элювиальные рыхлые обломочные поверхностные образования гранитоидов (коры выветривания, включая и почвы) далеко не всегда по составу и строению (суммарной мощности, степени выветрелости, соотношению и содержанию глыб, щебня, мелкозема и ила) являются адекватными "отпечатками" той природной среды, в которой они сейчас обнаруживаются (тундра, тайга, неморальные леса), продуктами и результатами тех экзогенных процессов (выветривания, почвообразования, криогенеза и других), которые действуют сейчас и действовали в этих районах на протяжении голоцена и плейстоцена. Эти элювиальные рыхлые покровы представляют собой разнообразные экзогенные тела с варьирующими долями участия в их составе продуктов древнего дочетвертичного экзогенеза, в том числе коро- и почвообразования.

По комплексу признаков исследуемый ряд кор выветривания разделен нами на три крупных морфогенетических типа: щебнистые, дресвянистые и щебнисто-дресвянистые. Выявленное разнообразие кор выветривания может рассматриваться как единый непрерывный ряд экзогенных тел с уменьшающейся (или увеличивающейся) долей участия продуктов древнего выветривания.

Щебнистые коры выветривания — наиболее "молодые" и маломощные мелкоземисто-хрящевато-щебнисто-глыбистые поверхностные образования, сформированные в результате процессов четвертичного (включая голоцен) холодного криоморфного экзогенеза, в том числе и автоморфного почво- и корообразования. Этот тип диагностируется по следующим признакам: малая мощность (1–2 м), уменьшение с глубиной количества мелкозема, увеличение с глубиной количества и размера щебня и глыб, слабая (тонкие автохтонные кутаны выветривания) выветрелость поверхности щебня и глыб, закономерно ослабевающая с глубиной. В "чистых" вариантах этого типа кор выветривания предполагается отсутствие каких-либо продуктов древнего (дочетвертичного) метаморфизма. В реальной природной обстановке мелкоземистый заполнитель щебнистых кор выветривания, как правило, загрязнен пылевато-глинистыми продуктами древнего дочетвертичного гипергенного и/или гидротермально-вадозного метаморфизма гранитов: пелитом плагиоклазов, глинистыми силикатами группы каолинита.

Этот тип кор в наибольшей степени отражает экзогенный (почво- и корообразующий) потенциал климата и биоты, наблюдаемых сейчас в этих районах ландшафтов. Но даже в этом случае нельзя говорить об адекватном отражении этого потенциала, так как в рыхлой толще коры выветривания существуют вещества, которые не являются продуктом экзогенеза в данных ландшафтных условиях, а унаследованы от былых эпох экзогенеза или метаморфизма самих пород. Иными словами, даже в этом наиболее "чистом" случае состав коры выветривания несколько "преувеличивает" выветривающие и глинообразующие функции экзогенных факторов (климата и биоты) по отношению к исходным гранитам.

Дресвянистые коры выветривания гранитов являются наиболее "старыми" и мощными мелкоземисто-дресвянистыми образованиями, сформированными в результате автоморфного древнего (дочетвертичного)

выветривания гранитов, денудации верхних горизонтов древних кор выветривания и современного (четвертичного и голоценового), наложенного автоморфного почво- и корообразования. Они диагностируются по следующим признакам: большая мощность (до десятков метров), отсутствие слабыветрелого щебня или глыб, сильная выветрелость дресвы, составляющей основную массу крупнозема, наличие (обычно с глубин 0,3–0,5 м) мощной толщи рыхлых гранитных дресвяников ненарушенного строения. Для дресвяников характерно преобладание метагаллуазита в составе ила, сильная пелитизированность плагиоклазов, выветрелость биотита.

Основные черты состава и строения таких кор выветривания сильно преувеличивают возможности экзогенного корообразующего потенциала современных холодных и умеренных тундрово-таежно-лесных ландшафтов, как голоценовых, так, вероятно, и еще более холодных плейстоценовых. Это тот случай, когда современные ландшафты в качестве биокосного компонента (почва плюс кора выветривания) наследуют субстраты (тела, продукты), образованные в природных обстановках с гораздо более мощными экзогенными потенциалами.

Щебнисто-дресвянистые коры выветривания гранитов представляют собой мелкоземисто-дресвянисто-щебнисто-глыбовые образования. Это смешанный, переходный тип между щебнистыми и дресвянистыми корами выветривания. Они состоят из незакономерно варьирующей по составу смеси с присутствием и характерных продуктов древнего выветривания, и метаморфизма (погребенные дресвяники ненарушенного строения, сильно выветрелый щебень и дресва, пылевато-глинистый мелкозем с присутствием каолинита или метагаллуазита), и продуктов современного автоморфного почво- и корообразования, характерных для щебнистых кор выветривания.

Предлагаемые в работе типоморфные морфологические признаки рыхлых обломочных поверхностных образований гранитов позволяют определять типовую принадлежность кор выветривания на полевом этапе исследований (почвенная, геологическая, геоморфологическая съемка). Обосновываемая морфогенетическая типизация кор выветривания гранитов может быть использована при решении следующих задач: исследование специфики почвообразования на древних (дресвянистых) и современных (щебнистых) корках выветривания гранитов; выявление генетической (процессной) и вещественной сущности современного (голоценового) зонального автоморфного корообразования; оценка степени денудированности водораздельных поверхностей — уточнение истории формирования рельефа. Указанная схема разделения и генетического определения кор выветривания гранитов приложима и к рыхлым поверхностным образованиям в других районах, и плотным породам иного состава.

Полученные выводы могут быть использованы в разработке методики палеогеографических реконструкций, в тех ее разделах, где в качестве "свидетелей" условий среды используются древние почвы и коры выветривания. Конечно, эти выводы усложняют методику, так как заставляют гораздо осторожнее и тоньше использовать метод актуалистических сопоставлений палеообъектов (почв, кор) и их современных аналогов. Если в "современном" (т.е. экспонированном сейчас на дневной поверхности)

актуалистическом аналоге, который используется в качестве ключа к расшифровке палеосреды, сочетаются и собственно современные черты (т.е. отражающие современную среду) и древние унаследованные неадекватные черты, то употребление такого "ключа" может приводить к существенным неточностям.

Исследования, позволяющие точнее отделять действительно современные, адекватно отражающие наблюдаемую сейчас среду признаки дневных почв и кор выветривания от унаследованных признаков, вложенных в эти же самые почвы и коры (часто в замаскированном и смешанном виде), имеют большое значение для познания современной природы и ее былых состояний.

ПОЧВЫ НА ПЕСЧАНЫХ И ДВУЧЛЕННЫХ ПОРОДАХ МЕТЕОРИТНЫХ КРАТЕРОВ ИЛУМЕТСА

История почв в голоцене изучена пока очень слабо. Факты, свидетельствующие о саморазвитии почв и эволюции их в голоцене, могут быть получены при исследовании почвенных хронорядов и погребенных почв (Таргульян, Александровский, 1976). В лесной зоне Европейской территории СССР такие почвы, в основном приуроченные к песчаным породам, встречаются на побережье Балтийского моря, на берегах озер, в долинах рек и достаточно полно характеризуют саморазвитие и эволюцию песчаных подзолов в голоцене. На других породах (покровных суглинках, моренах, двучленах) они встречаются редко и менее репрезентативны в отношении эволюции почв.

Суглинистые погребенные почвы чаще всего встречаются на склонах и бровках террас, их захоронение на водораздельных поверхностях естественным путем практически невозможно. Здесь отсутствуют курганы неолита и бронзового века, широко распространенные в Западной Европе, погребенные почвы которых проливают свет на эволюцию почв лессиве и буроземов (Limbreу, 1975). Почвы же под славянскими курганами и валами городищ, как правило, нарушены до погребения и имеют незначительный возраст. Поэтому большой интерес представляют почвы метеоритных кратеров голоценового возраста.

Такие кратеры обнаружены в Эстонии, на Дальнем Востоке и в других местах. Всего на Земле насчитывается более 130 метеоритных кратеров (Зоткин, Цветков, 1970). На свежей породе обширных кольцевых валов кратеров, образующихся во время падения крупных метеоритов, заново формируется растительный и почвенный покров (рис. 12). Нередко под валом погребены почвы, существовавшие до катастрофы (Хрянина, 1978). Возможно захоронение почв, сформировавшихся на любых породах и элементах рельефа.

В Эстонии обнаружены две кратерные группы голоценового возраста: Каали на о-ве Сааремаа и Илуметса в 70 км к юго-востоку от Тарту (Аалоз, 1963). По данным радиоуглеродного анализа, кратеры Илуметса датированы возрастом около 6000 лет, а кратеры Каали — 2660 лет (Ильвес и др., 1974).

Кратеры Илуметса имеют взрывное (Аалоз, 1963) или ударное (Кринов, 1963) происхождение. Они расположены в районе распространения

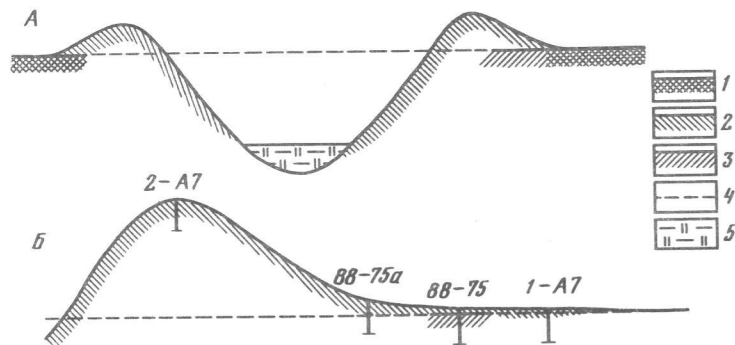


Рис. 12. Метеоритный кратер Пыргухауд

А — общее строение кратера; Б — строение вала кратера и условия залегания фрагмента погребенной почвы (разрез 88-75). 1 — почва фоновая; 2 — то же, на поверхности кратера; 3 — то же, погребенная; 4 — поверхность почвы до падения метеорита; 5 — торф

ледниковых отложений последнего, валдайского, оледенения. Основная морена, опесчаненная, иногда глинистая, подстилается девонскими песками, местами перекрыта флювиогляциальными песками мощностью 2–3 м или выходит на поверхность и перекрыта лишь маломощным плащом супесчано-песчаных отложений. В течение голоцена на песках сформировались подзолистые иллювиально-железистые почвы, а на моренах, перекрытых 40–60-сантиметровым слоем облегченных наносов (двучленные отложения), — скрытоподзолистые с контактным осветлением или, по эстонской номенклатуре, бурые псевдоподзолистые почвы на двучленных породах (Рейнтам, 1971).

В районе Илуметса имеются два основных метеоритных кратера: Пыргухауд и Сювахауд. Первый расположен на участке, сложенном с поверхности флювиогляциальными песками, второй — на двучленных отложениях.

Кратер Пыргухауд имеет форму воронки глубиной 12 м, окруженной кольцевым валом высотой 1–4 м. Диаметр кратера по гребню вала — 80 м. На дне воронки залегает торфяник, подстилаемый озерными отложениями. Очевидно, первоначально здесь было небольшое озеро, подобное современному озеру в кратере Каали. Поверхность кратера Пыргухауд ранее была покрыта сплошным сосновым лесом, от которого сохранились крупные пни. За 6 тыс. лет на поверхности вала сформировались подзолистые иллювиально-железистые песчаные почвы, сходные с фоновыми.

Фоновые почвы, возраст которых составляет 10 тыс. лет, формируются на флювиогляциальных песках под сосновым кустарничковым лесом. Их характеризует разрез 9-A7, расположенный на пологом склоне, в 300 м к юго-востоку от кратера.

0102 3–0 см. Темно-бурая (7,5 UR 2/2) подстилка, густо переплетенная корнями кустарничков. Переход резкий.

A2₁ 0–4 см. Белесо-серый (10 UR 6/1) мелкозернистый песок, рыхлый, с корнями деревьев и кустарничков. Переход ясный.

A2₂ 4–13 см. Серовато-белый (10 UR 7/1) мелкозернистый песок, рыхлый, с корнями. Переход ясный.

A2₃ 13–20 см. Буровато-сероватый (10 UR 6/2–6/3) мелкозернистый песок, слабопятнистый, рыхлый, с корнями деревьев. Граница ясная, волнистая.

B1f 20–36 см. Охристый (10 UR 6/4) песок, пятнистый, рыхлый, в более темных пятнах уплотненный, с тонкими корнями. Переход постепенный.

B2fg 36–65 см. Пятнистый песок: темно- и светло-желтые пятна (10 UR 8/4–7/6), с редкими тонкими корнями, с гравием в нижней части. Переход постепенный.

IIВ3fg 65–95 см. Желтый (10 UR 7/4) гравелистый песок с темно-ржаво-бурыми (10 UR 4/4) пятнами и прослоями, уплотненный.

В понижениях микро- и мезорельефа в результате дополнительного увлажнения увеличиваются мощность подзолистого горизонта, а также оже-лезненность и пятнистость горизонта B1f, который здесь местами замещается горизонтом Bh, и оглеенность нижней части профиля.

На кольцевом валу кратера почвенный покров также неоднородный, что связано с особенностями рельефа. Так, в восточной части кратера вал наиболее высокий (до 4 м), с узким гребнем, почвы на гребне вала формируются в условиях усиленного дренажа и имеют укороченный профиль (мощность горизонта A2 составляет 3–5 см). Кроме того, здесь на глубине 30–80 см местами залегает прослой моренного суглинки, который был выброшен во время образования кратера из нижней части воронки (в районе кратера Пыргухауд морена подстилает пески на глубине около 2 м). На такой двучленной породе, образованной на гребне вала, формируется почвенный профиль с контактно-осветленным горизонтом A2g (разрез 2-A7): 01 (3–0 см) — A1A2 (0–3 см) — B1f (3–20 см) — A2g (20–33 см) — IIВ2 (33–60 см).

На плоском участке вала средней высоты, сложенном песками, рядом с 30-летними посадками сосны заложен разрез 6-A7. Напочвенный покров бруснично-чернично-зеленомошно-мертвопокровный.

0102 4–0 см. Темно-бурая (7,5 UR 3/1) рыхлая подстилка.

A2 0–17 (20) см. Серовато-белый (10 UR 7/1) мелкозернистый песок, рыхлый, с многочисленными корнями сосны и кустарничков. Переход резкий, неровный. До глубины 25–30 см встречаются клинья отбеленного песка.

B1fh 17 (20)–40 см. Охристый (10 UR 6/4) пятнистый песок, вокруг осветленных пятен (10 UR 7/4) и по верхней границе горизонта — уплотненный буро-охристый (10 UR 4/3–2/3), с редкими тонкими корнями, рыхлый. Переход постепенный.

B2f 40–63 см. Желтый (10 UR 7/3–7/4) песок с неясной пятнистостью, рыхлый. Переход четкий.

IIВ3 63–80 см. Пятнистая супесь: красновато-бурые (2,5 UR 6/4–5/3), сероватые (7,5 UR 7/2) и белесоватые (10 UR 8/2) пятна, местами легкий суглинок, встречается гравий, мелкая галька. Переход ясный.

IIIВС 80–120 см. Желтый (10 UR 7/4) песок с красновато-бурыми (2,5 UR 5/3) псевдофибрами.

Рассматриваемая почва сходна с фоновой по мощности и морфологической выраженности горизонтов A2, B1, B2. Обе почвы (разрезы 6-A7 и 9-A7) сформировались на мелкозернистом песке, который на глубине 63–65 см подстилается гравелистыми уплотненными песками и супесями. Следует, правда, отметить некоторое различие подстилающих пород в этих разрезах по механическому составу и характеру слоистости. Однако наблюдения показывают, что подобное различие подстилающих по-

род на такой глубине не оказывает заметного влияния на верхние горизонты почвенного профиля. Наоборот, подстиление мореной на меньшей глубине, что имеет место в районе кратера Сювахуд, существенно влияет на строение почвенного профиля. Следует отметить, что слоистость песков, прослеживаемая в нижних горизонтах профиля, одинаково характерна как для почв на валу кратера Пыргухуд, так и для фоновых почв.

На поверхности кольцевого вала в понижениях микрорельефа формируются почвы с повышенной мощностью горизонта А2 (до 25–30 см), с явными признаками отлеения и ярко выраженным горизонтом Вh. Морфологически они подобны почвам, формирующимся в понижениях фоновой поверхности.

Таким образом, за 6000 лет на поверхности кратера Пырғуауд образовались почвы, сходные по степени дифференцированности, зрелости профиля с фоновыми, формирующимися в сходных литолого-геоморфологических условиях в течение голоцена — 10 000 лет. Существенно отличаются от них маломощные песчаные подзолы, развитые на высоких участках вала в условиях повышенного дренажа. Они, как и почвы на новообразованных двучленных породах (разрез 2-А7), не имеют аналогов на окружающей фоновой поверхности.

Поиски погребенной почвы в кратере Пыргухауд безуспешно проводились многими исследователями. Нами были проведены шурфовка и ручное бурение с внешней стороны вала, преимущественно в восточной и юго-восточной частях кратера. В подавляющем большинстве случаев ни погребенной почвы, ни следов бывшей поверхности почвы обнаружено не было. Вероятно, во время падения метеорита почва почти полностью была разрушена.

Наиболее интересные результаты были получены при шурфовке за пределами хорошо выраженного внешнего склона вала, подножие которого располагается на расстоянии 9–10 м от вершины. Здесь склон значительно выполаживается ($< 5^\circ$) и по величине уклона становится близким к склонам микро- и мезорельефа фоновой поверхности (рис. 13).

В разрезе 88-75, удаленном от вершины вала на 15 м, был найден фрагмент погребенной почвы, а в разрезе 1-А7 на глубине 20–23 см обнаружены следы горизонтальной поверхности, залегающей несогласно современной поверхности склона. Очевидно, это следы почвы, существовавшей здесь до падения метеорита и перекрытой отложениями кратера. Погребенная почва в разрезе 88-75 перекрыта неслоистыми отложениями мощностью 30–38 см. Четко выделяются, особенно над поверхностью погребенной почвы, крупные пятна диаметром 5–20 см, в пределах которых почвенная масса различается по цвету, гранулометрическому составу и плотности. Очевидно, они представляют комья разнородного материала (уплотненная сушь, светло-желтый рыхлый песок, ожелезненный глинистый песок), выброшенного из кратера.

По нашему мнению, во время падения метеорита, сопровождавшегося взрывом или мощным ударом, некоторое количество материала должно выбрасываться на большую высоту, а затем выпадать и в виде плаща перекрывать поверхность кратера и прилежащих к нему участков за пределами вала. Строение разрезов 88-75 и 1-A7 свидетельствует о том, что на

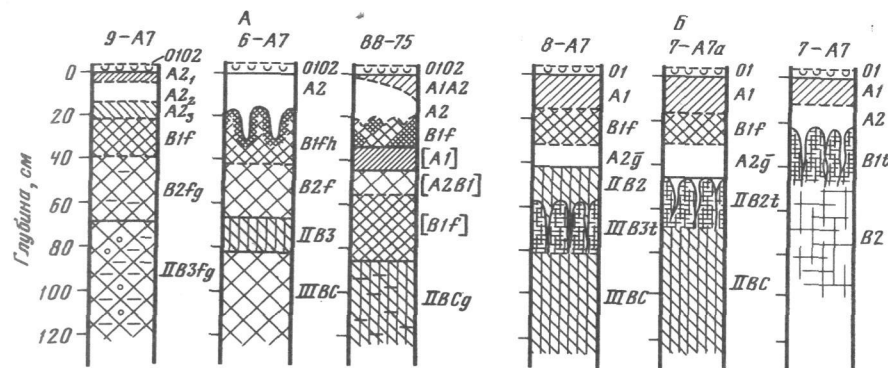


Рис. 13. Строение почвенных профилей в районе метеоритных кратеров
 А — метеоритный кратер Пыргухауд; Б — то же, Сювахауд

расстоянии 5 м от подножия вала мощность этого плаща составляет 30–38 см, а 10 м — менее 23 см. Несколько в стороне от этих разрезов, в прикопке 1-А7а вскрыт профиль: А2(0–10 см) — А2В1 (10–20 см) — [А1] (20–27 см) — [А2] (27–39 см) — [В1f] (39–60 см), в котором прослеживается почва, погребенная под слоем песка мощностью 20 см. Этот слой, как и в разрезе 88-75, вероятнее всего, не делювиального, а метеоритного происхождения. Но пятнистость и комковатость в нем выражены слабее, чем в аналогичном слое разреза 88-75, в результате меньшей мощности и более интенсивной проработки современным почвообразованием.

В процессе поисков погребенной почвы даже вблизи разрезов 88-75, 1-А7, 1-А7а следы погребенной поверхности не были обнаружены. Вероятно, почва, существовавшая до момента падения на всей площади современного кратера и на прилежащих участках, была почти полностью разрушена во время падения метеорита или погребена слоем незначительной мощности и впоследствии совмещена с современным почвенным профилем.

Разрез 88-75 заложен в восточно-юго-восточной части кратера, на выположенном внешнем склоне вала, в 15 м от его гребня. Лес березово-сосновый мертвопокровно-зеленомошно-кустарничковый.

- 0102 1–0 см. Бурая (7,5 UR 4/4) рыхлая подстилка.
 AO 0–3 см. Темно-бурый (7,5 UR 3/2), рыхлый, грубогумусовый, с отбеленными песчаными зернами, переплетен корнями. Переход резкий.
 A1A2 Фрагм. 3–10 см. Буровато-серый (7,5 UR 5/1) песок, рыхлый, с многочисленными корнями, с отбеленными песчаными зернами, частицами дисперсного древесного угля и мелкими густками гумуса, отделенными от минеральной части почвы. Граница ясная, волнистая.
 A2 3 (10)–22 см. Белесый (10 UR 7/1) песок, рыхлый, с редкими мелкими обугленными остатками растений и корнями. Граница волнистая, слабоязыковая (языки до глубины 30 см). Переход ясный.
 B1f 22–32 (38) см. Неоднородно окрашенный песок с пятнами (диаметром 5–20 см) светло-желтого, кофейно-бурого и серовато-буроватого цвета (10 UR 8/4, 5/3, 6/2), уплотненный, бесструктурный, с редкими мелкими обугленными остатками растений. Переход ясный.

- [A1] 32(38)44 см. Неоднородно окрашенный песок с округлыми пятнами (диаметром 1,5–2 см) серовато-бурого, желтого, светло-серого и серого цвета (10 UR 4/2, 6/3, 5/1), бесструктурный, слабоуплотненный. Гумус в виде бурых и черных частиц отделен от минеральной части почвы. Встречаются мелкие древесные угольки, редкие корни. Переход ясный.
- [A2B1] 44–55 см. Палевый (10 UR 7/2–7/3) песок с белесыми и сероватыми пятнами (диаметром 1–2 см) в верхней части и желтыми в нижней части горизонта, слабоуплотненный, бесструктурный, с редкими корнями. Переход постепенный с клиньями и карманами до глубины 75 см.
- [B1f] 55–82 см. Светло-охристый (10 UR 6/6) песок с буроватыми и светло-желтыми пятнами, слабоуплотненный, с редкими корнями. Переход ясный.
- ПВСг 82–120 см. Слоистый песок красновато-бурого, охристого и сизовато-белесого цвета (7,5 UR 5/6–2,5 U 7/1), уплотненный, местами плотная супесь, редко гравий, тонкие корни.

Весь профиль погребенной почвы пронизан современными живыми корнями и содержит признаки, свидетельствующие о заметных диагенетических изменениях. Горизонт [A1] приобрел характерную пятнистую окраску, присущую достаточно древним погребенным песчаным почвам: аллерёдским Западной и Центральной Европы и среднеголоценовым в исследованных нами разрезах северо-запада ЕТС. Образование подобных пятен обычно происходит в неглубоко погребенных гумусовых горизонтах песчаных почв и может быть объяснено действием корней современных деревьев. В глубоко погребенных почвах (в дюнах Куршской косы) таких пятен нет. Кроме того, в горизонтах [A1] и [A2B1] погребенной почвы (разрез 88-75) отмечается появление желтой прокраски. Очевидно, в этих залегающих неглубоко горизонтах, на уровне иллювиальных горизонтов современных почвенных профилей, происходит некоторое накопление R_2O_3 . Это подтверждается и данными вытяжек по Тамму и Джексону, позволяющими сделать предположение о накоплении здесь подвижных окислов железа.

Аналитические данные свидетельствуют о существенных диагенетических изменениях некоторых характеристик (табл. 14 и 15). Так изменился рН. Горизонт [A2], как и в других исследованных нами достаточно древ-

Таблица 14
Химические свойства почв (разрез 88-75)*

Генетический горизонт	Глубина, см	рН		Гумус, %	Поглощенные катионы, мг-экв	
		водн.	сол.		Ca ²⁺	Mg ²⁺
A1A2	4–10	5,12	3,58	1,21	0,98	0,79
A2	4–22	5,17	3,79	0,20	0,86	0,25
B1f	22–32	4,86	4,61	0,25	Не опреде	
[A1]	32–44	5,89	4,61	0,50	1,10	0,74
[A2]	44–55	6,18	4,69	0,07	0,49	0,18
[B1f]	55–82	5,74	4,51	0,08	Не опреде	
ПВСг	82–120	5,60	4,70	0,25	То же	

* Анализы выполнены А.Г. Чуговой, Е.Н. Субботиной, О.А. Еной, Т.А. Востоковой, Т.К. Волюнцевич.

них голоценовых погребенных почвах Русской равнины, приобрел наивысшие для разреза значения pH_{H_2O} и pH_{KCl} . Значительно уменьшилось содержание гумуса, изменился его состав. Вместе с тем изменение состава гумуса могло произойти и непосредственно во время падения метеорита в результате выделения большого количества тепла.

Данные валового анализа, вытяжек по Тамму и Джексону показывают четкую элювиально-иллювиальную дифференциацию профиля погребенной почвы, которая сохранилась, несмотря на отмеченные диагенетические изменения. Хорошо сохранилась и морфология погребенной почвы. По выраженности дифференциации почвенного профиля, мощности элювиальной части и по глубине залегания подстилающей породы она сходна с фоновой почвой (разрез 9-A7). Такую же мощность элювиальной части профиля (22 см) имеет и подзолистая почва, образовавшаяся на слое кратерных отложений мощностью 32–38 см, перекрывающих погребенную почву. Однако в профиле погребенной почвы (как и в прикопке 1-A7a) присутствует хорошо выраженный гумусовый горизонт, который не обнаружен или выражен крайне слабо в профилях фоновых почв и почв на поверхности кратера. Подобные профили с хорошо развитыми горизонтами A1 и A2 характерны для среднеголоценовых песчаных погребенных почв, исследованных нами на северо-западе ЕТС. При этом современные позднеголоценовые почвы здесь, как правило, характеризуются отсутствием или слабым развитием горизонта A1, а нередко и A2.

Палеоботанические данные показывают, что в лесах юго-восточной Эстонии в атлантический период голоцена (5–8 тыс. лет назад), соответствующий времени падения метеорита, широколиственные породы достигали максимального распространения (Ильвес и др., 1974). Позднее леса сменились на сосновые и сосново-березовые. Таким образом, можно полагать, что в атлантическое время в данном районе под сосново-широколиственными лесами сформировались почвы, не отличающиеся по степени оподзоливания от современных. Эти почвы, вероятно, имели хорошо развитый горизонт A1, не характерный для профиля современных почв,

		Валовое содержание, %			Fe ₂ O ₃ , %	Al ₂ O ₃ , %	Fe ₂ O ₃ ' %
	H ⁺	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	по Тамму		по Джексону
	0,32	98,16	0,37	0,69	0,02	0,05	0,11
	0,04	98,72	0,36	0,75	0,01	0,13	0,10
	лено	98,31	0,63	1,06	0,14	0,13	0,22
	0,08	97,33	0,57	0,85	0,10	0,16	0,23
	0,04	98,04	0,43	0,75	0,07	0,09	0,18
	лено	96,98	0,98	1,51	0,17	0,13	0,35
		91,31	1,95	4,60	0,39	0,16	0,69

Таблица 15

Групповой состав гумуса по Кононовой-Бельчиковой (разрез 88-75) *

Генетический горизонт	Глубина, см	С в почве, %	С, %						$\frac{C_{гк}}{C_{фк}}$
			пирофосфатная вытяжка	гуминовые кислоты			фульвокислоты	негидролизуемый остаток	
				I фр.	II фр.	сумма			
A1A2	4–10	1,39	$\frac{0,51}{36,7}$	$\frac{0,31}{22,3}$	$\frac{0,01}{0,7}$	$\frac{0,32}{23,0}$	$\frac{0,19}{13,7}$	$\frac{0,88}{63,3}$	1,68
[A1]	32–44	0,65	$\frac{0,30}{46,1}$	$\frac{0,27}{41,5}$	Нет	$\frac{0,27}{41,5}$	$\frac{0,03}{4,6}$	$\frac{0,35}{53,8}$	9,00

* Анализы выполнены Е.Н. Субботиной.

В числителе — содержание С, % к абсолютно сухой почве; в знаменателе — % к общему углероду в почве.

как полноголоценовых (фоновых), так и образовавшихся за последние 6000 лет (на валу) подзолистых почв.

Кратер Сювахауд расположен на участке, сложенном двучленными отложениями. Он имеет диаметр 50 м, высоту вала менее 2 м и общую глубину 5,5 м. Форма кратера, как и у Пыргухауда, — правильная воронка с кольцевым валом, но более сглаженная. Поверхность кратерного вала покрыта зрелым березово-сосново-еловым лесом, под которым за 6000 лет сформировались зрелые дерново-подзолистые почвы на морене и бурные лесные почвы с контактным оглеением на двучленных породах, сходные с фоновыми. Погребенная почва под валом не обнаружена. Строение профиля фоновых почв характеризуют разрезы 8-A7 и 7-A7б, заложенные в 150 м от кратера под елово-березовым разнотравно-черничниковым лесом. Приводим описание разреза 8-A7:

- 01 2–0 см. Темно-бурая (7,5 UR 2/3) рыхлая подстилка.
 A1 0–15 см. Серо-бурая (10 UR 5/2–4/2) супесь, рыхлая, непрочнокомковатая, с многочисленными корнями, редкой галькой, гравием. Переход четкий.
 B1f 15–29 (33) см. Светло-желто-бурая (10 UR 6/4) супесь, рыхлая, бесструктурная, с корнями, редкой галькой, гравием. Переход четкий.
 A2g 29 (33)–36 (42) см. Пятнистый: ярко-белые (10 UR 8/2), красноватые и желтоватые (10 UR 7/3) пятна, ориентированные преимущественно горизонтально, песок к супеси, с редкой галькой и гравием, бесструктурный. Переход ясный.
 IIb2 36 (42)–56 см. Пятнистая супесь: красновато-бурые и красновато-палевые (2,5 UR 5/4–7/3) пятна, слабо уплотнена, с редкими корнями, галькой и гравием. Переход четкий.
 IIb3t 56–75 см. Красно-бурый (10 R 5/4) легкий суглинок, уплотненный, крупноореховатый, с редкой галькой и гравием. Вертикальные трещины заполнены белесым (10 UR 7/2) рыхлым супесчаным материалом. В нижней части редкие линзы с белесым супесчаным заполнением. Переход постепенный.
 IIbC 75–105 см. Красновато-бурый (2,5 VR 5/4) легкий суглинок, уплотненный, глыбистый, с осветленными (7,5 UR 7/3) супесчаными прослойками.

Строение данного почвенного профиля несколько сложнее, чем профиля почв на обычных двучленах. Между верхним супесчаным и нижним суглинистым слоями выделяется еще один — супесчано-легкосуглинистый. Контакт-осветленный горизонт располагается над ним, а вертикальные трещины с белесым заполнением начинаются под ним. В разрезе 7-A7б этот промежуточный слой отсутствует, а горизонт Bt с трещинами, заполненными белесым материалом, располагается непосредственно под контактно-осветленным горизонтом. Строение почвенного профиля в разрезе 7-A7б следующее: 0102 (2–0 см) — A1 (0–18 см) — B1f (18–35 см) — A2g (35–43 см) — IIb2t (43–65 см) — IIb3 (65–100 см). И в том, и в другом профиле отмечается отсутствие оподзоленного горизонта в верхней части профиля, что характерно для почв на двучленах Прибалтики (Рейнтам, 1971).

Вал кратера Сювахауд сложен в основном моренными суглинками, перекрытыми с поверхности супесчано-песчаным чехлом мощностью до 50 см. Вероятно, механизм образования двучленной породы здесь тот же, что и при возникновении маломощного двучлена на валу кратера Пыргухауд. Моренный суглинок, слагающий вал, включает супесчано-песчаные прослойки, что еще более усиливает сходство почвообразующих пород кратерных и фоновых почв.

На выложенном участке вала средней высоты (1 м), сложенном двучленными породами, заложен разрез 7-A7а.

- 01 3–0 см. Темно-бурая (10 UR 3/3) рыхлая подстилка.
 A1 0–17 см. Серо-бурая (10 UR 5/2) супесь, книзу желтеет, рыхлая, с многочисленными корнями, редкой галькой и гравием. Переход заметный.
 B1m 17–33 см. Буровато-желтая (10 UR 6/4) супесь, рыхлая, с редкими гравием и корнями. Переход ясный.
 A2g 33–44 см. Светло-палевая (10 UR 8/3) с белесыми, красноватыми и сероватыми пятнами, супесь с редким гравием и мелкими корнями. Переход неровный, пятнами и клиньями.
 IIb2t 44–70 см. Красно-бурый (10 R 6/4, 5/4) легкий суглинок, уплотненный, крупноореховатый, рассеченный вертикальными трещинами с белесым, рыхлым супесчаным заполнением, с включениями линз белесой супеси и гравия. Переход постепенный.
 IIbC 70–95 см. Красновато-бурый (2,5 UR 7/3–5/3) легкий суглинок с желтыми (7,5 UR 7/3) пятнами, уплотненный, глыбистый, с супесчаными белесыми линзами, редкой галькой.

По строению профиля эта скрытоподзолистая почва с горизонтом контактного осветления сходна с фоновыми и вообще с почвами на двучленных отложениях северо-запада ЕТС. По сравнению с фоновыми почвами можно отметить лишь несколько большее количество опесчаненных линз в моренном суглинке в разрезе 7-A7а, которые встречаются здесь и в средней части горизонта IIb2t.

Рядом, на более высоком участке вала, мощность верхнего облегченного слоя уменьшается и он выклинивается. Здесь под сходным лесом сформировался следующий профиль (разрез 7-A7): A1 (0–14 см) — A2 (14–24 см) — B1t (24–55 см) — B2t (55–90 см). Возможно, он сформировался на двучленной породе, но с маломощным верхним слоем. Супесчаный горизонт A1 в верхней части содержит отмытые от железистых пленок зерна кварца (подгоризонт A1A2), а в средней и нижней частях имеет желтый оттенок, обусловленный наличием железистых пленок на

песчаных зернах (подгоризонт A1Bf). На поверхности ореховатых педов горизонта Bt, как и в аналогичных горизонтах почв на двучленах, встречаются тонкие глинистые кутаны, слабо отличающиеся по цвету от внутрипедной массы. Вместе с тем по набору горизонтов эта почва может быть названа дерново-подзолистой.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы. За 6000 лет на песчаных породах кратера Пыргухауд сформировались почвы, не отличающиеся по мощности, степени развития горизонтов от фоновых 10 000-летних почв, развитых на флювиогляциальных песках.

В почве, погребенной под маломощным слоем кратерных отложений около 6000 лет назад, несмотря на некоторые диагенетические изменения в морфологии, составе и количестве органического вещества, pH, содержании подвижных R_2O_3 , в целом хорошо сохранились основные морфологические и химические свойства и признаки, позволяющие классифицировать ее как дерново-подзолистую.

Палеоботанические данные и результаты исследования погребенной почвы кратера Пыргухауд позволяют сделать вывод, что в юго-восточной Эстонии в атлантическое время под сосново-широколиственными лесами формировались дерново-подзолистые почвы. За последние 6000 лет они эволюционировали в подзолистые, находящиеся в настоящее время под пологом сосновых и сосново-березовых лесов.

Сложно построенные почвенные профили с контактно-осветленным горизонтом на двучленах 6000-летнего вала кратера Сювахауд, несомненно, являются генетически едиными. Вероятно, и профили фоновых почв, сформированных на двучленах и имеющих аналогичное строение, также являются генетически едиными, а не двухфазными.

В горизонтах В дерново-подзолистой и скрытоподзолистой почвы с контактно-осветленным горизонтом на поверхности вала кратера Сювахауд в течение последних 6000 лет, т.е. во второй половине голоцена, образовались хорошо развитые вертикальные трещины, сходные с трещинами фоновых почв. Эти трещины заполнены белесым пылеватым материалом, являющимся продуктом голоценового педогенеза. Можно полагать, что и в фоновых почвах и вообще в почвах на двучленах и дерново-подзолистых в других районах образование трещин и заполнение их белесым пылеватым материалом является результатом почвообразования в голоцене. Вероятно, это трещины усыхания с возможным участием мерзлотных процессов в их образовании.

Проведенные исследования показали, что на поверхности кратерных валов почвы нередко формируются в условиях, сходных с условиями образования фоновых почв, что позволяет изучать развитие почв во времени. Под валами кратеров могут быть погребены почвы, формировавшиеся в автономных условиях, что дает наиболее репрезентативную палеопочвенную информацию. В связи с этим поиск голоценовых метеоритных кратеров и исследование кратерных почв представляют большой интерес для генетического и исторического почвоведения.

ОБ ЭВОЛЮЦИИ ЛЕСНОГО ЧЕРНОЗЕМА ЛЕСОСТЕПИ КУРСКОЙ ОБЛАСТИ

Лесостепная зона Европейской территории СССР уже более столетия вызывает повышенный интерес природоведов как феномен устойчивого сосуществования двух контрастных типов ландшафтов — леса и степи.

Ставшие классическими исследования В.В. Докучаева, П.А. Костычева, С.И. Коржинского, Г.И. Танфильева, Г.Н. Высоцкого, Г.Ф. Морозова, В.В. Алексина, В.Н. Сукачева заключались в конечном счете в поиске факторов сосуществования леса и степи, в попытке найти присущие этой зоне взаимосвязи растительного и почвенного покровов, и в частности найти и объяснить изменения в почве, которые происходят в результате этого взаимодействия.

И если в настоящее время взаимоотношение лесной и степной растительности в пределах лесостепной зоны представляется достаточно ясным (лес селится в более "гумидных" условиях и под ним формируются серые лесные почвы, степь занимает более сухие местообитания и формирует черноземы), то пространственно-временная связь древесной и травянистой растительности на одинаковых почвах и генезис этих почв пока не очень ясны. Однако леса на черноземе существуют, и это было отмечено еще В.В. Докучаевым (1953) в Среднерусской лесостепи, П.А. Костычевым (1937) в Заволжье, В.В. Ревердатто (1940) в Красноярском крае, позже — Н.И. Базилевич (1965) в Западной Сибири.

В качестве примера можно привести мощные типичные черноземы, развитые под дубравами и луговой степью на Стрелецком участке Центрально-Черноземного заповедника им. В.В. Алексина. Факт этот тем более интересен, что здесь на одинаковых элементах рельефа под контрастными типами растительности мы находим столь сходные во всех отношениях почвы, что их невозможно различить при существующих уровнях классификации до вида и рода включительно. Можно предположить, что на исследуемой территории черноземы под лесом были сформированы под древесной растительностью (Зозулин, 1959) или дубравы унаследовали степную почву (Дохман, 1968; Пономарева, 1974) и их воздействие на ее профиль недостаточно длительно или адекватно воздействию травяных формаций.

Для выяснения эволюции черноземных почв, развитых под лесом, мы попытались выбрать исходный облик черноземного профиля, оценить его вторичные изменения при возможной смене типа растительного покрова (лугово-степного лесным или наоборот) и отнести его к степному или лесному типам почвообразования. Для этого следовало провести сравнение пары водораздельных черноземных профилей, в настоящее время находящихся под лугово-степной и лесной растительностью и не различающихся на наиболее низких классификационных уровнях, а также выявить различия свойств лесных и лугово-степных черноземных профилей, возникшие в результате воздействия различных типов растительности.

Формулируя цели исследования, проще было бы говорить о вычленении в современном профиле чернозема "почвы-памяти" и "почвы-момента" (Соколов, Таргульян, 1976), затем по соотношению их свойств судить о том или ином "фитотипе" почвообразования и вторичных трендах (процессно-факторный анализ). Но для такого анализа чернозем является

"трудной" почвой. Эта трудность заключается в сложности исторической интерпретации профиля, в отсутствии этапных реперов среди почвенных признаков. По сравнению с имеющими сложную организацию профиля суглинистыми дерново-подзолистыми почвами, для которых построен гипотетический голоценовый эволюционный ряд (Таргульян, Александровский, 1976), гумусово-карбонатные вариации черноземного профиля в эволюционном аспекте мало информативны, а погребенные под курганами черноземы теряют большую часть информации в результате уничтожения структуры за счет слитизации минеральной массы и перераспределения карбонатов и не могут служить эталоном при изучении изменения профиля от времени погребения до наших дней.

В то же время простота организации черноземного профиля позволяет предполагать исключительную преемственность "почвы-памяти" по отношению к "почве-моменту" или такую функциональную избыточность первой, при которой разнообразие "почвы-момента" полностью вписывается в ее рамки.

Поэтому мы выбрали иной путь. Исходя из предположения об изменении свойств почвы при контрастной смене типа растительного покрова, мы попытались определить направление этих изменений и таким образом получить представление о профиле чернозема под его "собственным" типом растительности. В связи с этим степное или лесное происхождение изучаемых черноземов можно было определить не через анализ генезиса "почвы-памяти", а путем определения тренда почвы (упрощения или усложнения профиля) под лесным или степным типом растительности.

Сравнительный морфолого-генетический анализ профилей

Исследования проводились на территории Стрелецкого участка Центрально-Черноземного заповедника им. В.В. Алехина. Он расположен в подзоне средней лесостепи в центральной части Среднерусской возвышенности в междуречье Сейма и его притока Млодаты. Природные условия подзоны и Центрально-Черноземного заповедника, в частности, подробно описаны в многочисленных работах (Барановская, Дик, 1934; Мильков, 1961; Большаков, 1961; Галицкая, 1963; Афанасьева, 1966; Раунер и др., 1967; Грин, 1967, 1974; Иверонова, Яшина, 1971; Арманд и др., 1972; Злотин, Ходащова, 1974; Галицкий, 1975; Руднев, 1977; Утехин, 1977).

Главная роль в строении поверхности принадлежит известнякам и мергелям, перекрытым плащом лёссовидных суглинков. Мощность суглинков варьирует от 4,5 до 7,5 м, достигая местами на водоразделах 10–30 м (Галицкая, 1963).

Рельеф представлен разновысотными увалами с абсолютными отметками около 260 м. Увалы изрезаны балками и лощинами, врезанными по отношению к слабовыпуклым водораздельным поверхностям на 40–50 м.

Средняя годовая температура 5,2°, средняя температура января составляет –9,0°, июля 18,7°. Среднегодовое количество осадков 570–580 мм, из них 65% приходится на май–октябрь. Режим увлажнения может замет-

но меняться от года к году, отклоняясь от нормы на 20–25% (по данным метеостанции "Стрелецкая степь"). В среднем многолетнем режиме годовой гидротермический коэффициент близок к единице (Григорьев, 1960).

Растительный покров сильно изменен в результате хозяйственной деятельности человека. Естественная растительность представлена дубравами и луговой степью.

Почвенный покров образован различными подтипами серых лесных и черноземных почв, из которых наиболее распространены темно-серые лесные, черноземы выщелоченные и типичные. В качестве объектов исследований были выбраны два профиля типичных мощных черноземов, развитых в одинаковых литолого-геоморфологических условиях под контрастными типами растительности, они демонстрировались на почвенной экскурсии X Международного конгресса почвоведов (Путеводитель..., 1974).

Разрез 1 заложен на ровной, слабо наклоненной к югу площадке верхней части водораздельного склона под дубовым лесом в урочище Дубрашина. Растительность представлена снытьевой дубравой (состав древостоя I яруса 10Д, сомкнутость крон 0,6, возраст 50 лет, высота 11–14 м). Во II ярусе — черемуха (*Padus racemosa* (L.) Gilib.), дикая яблоня (*Malus silvestris* Mill.), в кустарниковом ярусе — редкие кусты малины (*Rubus incana* L.) и терна (*Prunus spinosa* L.). В составе хорошо развитого травянистого покрова, имеющего проективное покрытие до 80%, преобладают мятлик дубравный (*Poa nemoralis* L.), осока горная (*Carex montana* L.), сныть обыкновенная (*Aegopodium podagraria* L.), ломонос прямой (*Clematis recta* L.), ландыш майский (*Convallaria majalis* L.), марьянник дубравный (*Melampyrum nemorosum* L.).

0 0–1,5 см. Рыхлая лесная подстилка, состоящая из свежего опада и слаборазложившихся остатков листьев и трав с сохранившейся исходной формой.

АО 1,5–2 см. Сильноразложившиеся растительные остатки без видимой исходной формы, перемешанные с минеральной массой почвы. Последняя переработана мезофауной и имеет четкую капиллитовую структуру. Граница четкая, ровная.

A1₁ 2–27 см. Темно-серый, рыхлый, тяжелосуглинистый, хорошо и прочно оструктуренный, комковато-зернистый, в нижней части горизонта появляются зернисто-мелкоореховатые и зернисто-микроореховатые педы. На поверхности и внутри педов точечная белесая присыпка. Густо переплетен корнями трав. Граница четкая, ровная.

A1₂ 27–62 (65) см. Буровато-темно-серый, на срезе темно-сероватый, уплотненный, тяжелосуглинистый, ореховато-комковато-угловатый, в нижней части горизонта появляются непрочные порошистые и комковатые отдельности. Присыпка равномерно распределена во всей почвенной массе. Поверхности педов и стенки корневых ходов покрыты тонкой матовой темно-серой пленкой (в таких случаях присыпка расположена на пленке). На фоне горизонта четко выделяются старые желто-бурые слепышины. Хорошо проявляются трещины усыхания с материалом непрочнопорошистой структуры на стенках. При препарировании трещин хорошо видно отсутствие связи между указанным материалом и поверхностью стенки трещины. Травяных корней значительно меньше, чем в лежащем выше горизонте. Граница четкая, волнистая.

A1B₁ 62 (65)–72 см. Неоднородно окрашен: буровато-темно-серый с диффузными бурными пятнами, встречаются старые слепышины, заполненные желто-бурым мелкоземом. Уплотненный, тяжелосуглинистый, непрочный ореховато-комковатый с порошистостью. Стенки трещин и корневых ходов покрыты тонкой блестящей темно-серой пленкой, на ее поверхности встречаются единичные

прозрачные кварцевые зерна. Количество травяных корней незначительное. Граница четкая, ровная.

A1B₂ 72–91 см. Неоднородно окрашен: равноценные по степени участия желто-бурые, серовато-бурые и буровато-серые участки с диффузными переходами. Многочисленные вертикальные ходы червей заполнены буроватым и серым мелкоземом. Уплотненный, тяжелосуглинистый, среднеоструктурный, желто-бурые участки имеют непрочную глыбисто-комковатую структуру, серовато-бурые и буровато-серые – ореховатую и мелкоореховатую. Темно-серый мелкозем в зоогенных ходах состоит в основном из капролитов, “сплавленных” друг с другом. Стенки корневых ходов и трещин покрыты тонкой блестящей темно-серой пленкой. Граница четкая, ровная.

BA1ca 91–127 (130) см. Серовато-светло-бурый, на срезе бурый, плотнее предыдущего, тяжелосуглинистый, крупноореховато-призматический с глыбистостью, многочисленные (главным образом горизонтальные) пустые и заполненные ходы червей. Псевдомицелий хорошо виден как в общей массе горизонта, так и в порах, ходах корней и фауны; встречаются единичные журавчики диаметром до 2 см. В нижней части горизонта немногочисленные мелкие ржавые пятна диаметром около 1 мм. Граница четкая, неровная.

BCa 127 (130)–180 см. Буровато-палеватый, плотный, пористый, непрочный глыбисто-призматический, тяжелосуглинистый. В нижней части горизонта старые слепышины, заполненные пестрым материалом с включением капролитов. Отчетливо выражен максимум скопления карбонатов – псевдомицелий заполняет все видимые пустоты в мелкозем и покрывает стенки трещин усыхания. Мелкие ржавые пятна распространены до глубины 140–150 см. Граница четкая, ровная.

BCsa 180–240 см. Палевый с более светлыми участками, “пропитанными” псевдомицелием, плотный, тяжелосуглинистый, бесструктурный. Псевдомицелий присутствует по трещинам в виде округлых продолговатых зерен и трубочек, по стенкам корневых ходов в виде “плесени”. В верхней половине горизонта – единичные журавчики диаметром от 0,5 до 1 см, в нижней – ржавые пятна Fe₂O₃, более обильные, чем в лежащих выше горизонтах. Граница четкая, ровная.

Dca 240–260 см. Палевый, уплотненный, бесструктурный, неясно тонкослоистый, среднесуглинистый. Видимых форм выделения карбонатов очень мало.

Разрез 2 заложен на ровной площадке водораздельного плато под разнотравно-злаковой луговой степью. Проективное покрытие травостоем около 80%, высота 50–70 см. Преобладают костер береговой (*Bromus riparius* Rehm.), типчак (*Festuca sulcata* Hack.), горошек тонколистный (*Vicia tenuifolia* Roth.), таволга шестилепестная (*Filipendula hexapetala* Gilib.), подмаренник настоящий (*Galium verum* L.) и др.

0 0–3 см. Степной войлок из неразложившихся и полуразложившихся остатков трав и ветоши, переплетенный корнями трав.

A1₁ 3–45 см. Темно-серый, рыхлый, тяжелосуглинистый, зернисто-мелкокомковатый с порошистостью, с участием явно капролитовых агрегатов, среднеоструктурный, каждая структурная отдельность покрыта “щеточкой” из неоструктурной массы. Незначительное количество очень мелкой белесой пылеватой присыпки только на поверхности педов. Густо переплетен корнями трав, в верхних 10 см практически каждый агрегат пронизан тонкими корнями. Граница четкая, ровная.

A1₂ 45–56 см. Буровато-серый, уплотненный, тяжелосуглинистый, ореховато-комковатый с зернистостью. Присыпки практически нет. Пронизан тонкими корнями трав. Граница четкая, ровная.

A1B 56–70 см. Неоднородно окрашен: буро-серые и буровато-серые участки с диффузными границами. Плотнее предыдущего, тяжелосуглинистый, непрочный комковато-ореховатый. Хорошо заметны темно-серые и буровато-серые капролиты, большей частью “спаянные” и потерявшие первоначальную форму. Граница четкая, ровная.

BA1 70–93 см. Неоднородно окрашен: чередование серовато-бурых и палево-бурых участков, уплотненный, тяжелосуглинистый, плохо оструктуренный, непрочный ореховато-комковато-порошистый. Многочисленные ходы червей заполнены капролитами темно-серого цвета. Вскипает от HCl с глубины 89 см. Граница четкая, ровная.

B1ca 93–120 см. Палево-бурый, плотный, пористый, тяжелосуглинистый, глыбисто-призматический. Много псевдомицелия, выделяющегося на общем фоне горизонта, как бы выстилающего поверхности структурных агрегатов и стенки пор, имеющего форму налетов “плесени”. Граница ясная, ровная.

B2ca 120–190 см. Буровато-палевый, плотный, тяжелосуглинистый, практически бесструктурный; псевдомицелия меньше, чем в лежащем выше горизонте. В нижней части горизонта встречаются отдельные пятна ржавого цвета диаметром около 1 мм. Граница ясная, ровная.

BCsa 190–240 см. Палево-бурый, менее плотный, бесструктурный, неясно слоистый. Много псевдомицелия, единичные журавчики диаметром около 5 мм, редкие ржавые пятна около 1 мм в диаметре. Граница резкая, ровная.

Dca 240–260 см и глубже. Светло-палевый, уплотненный, бесструктурный с горизонтальной слоистостью. Содержание псевдомицелия заметно меньше.

Морфологические признаки чернозема типичного под лесом и луговой степью и их распределение по генетическим горизонтам почвы приведены на рис. 14.

Морфологическое исследование. Общей морфологической характеристике изучаемых черноземов посвящена обширная литература (Афанасьева, 1947, 1966; Тюрин, 1948; Герцык, 1959; 1966; Большакова, 1961; Целищева, Дайнеко, 1967; Дайнеко, 1971; Дайнеко, Дроздов, 1973). Поэтому представляется нецелесообразным останавливаться подробно на этой проблеме, а также на вопросе о чертах сходства изучаемых черноземных профилей, поскольку они относятся к одному и тому же роду и виду чернозема.

Вместе с тем сравнение исследуемых почв убедительно свидетельствует о том, что между ними существуют различия. Эти различия не настолько значимы, чтобы позволить отнести почвы к разным классификационным единицам, однако их анализ имеет существенное значение для выявления исходного облика чернозема и оценки его вторичного изменения при предполагаемой смене типа растительного покрова.

Различия в морфологических свойствах лесного и лугово-степного черноземов типичных отражены в табл. 16.

Как следует из рис. 14 и табл. 16, черноземы, развитые под лесом, характеризуются большей по сравнению со степными почвами мощностью гумусовых горизонтов. Этот факт уже отмечался исследователями (Афанасьева, 1947, 1966; Путеводитель..., 1974). Однако он был основан на данных по единичным разрезам, за исключением данных Е.К. Дайнеко (1971; Дайнеко, Дроздов, 1973) для луговой степи. Наши расчеты, проведенные на статистическом материале, подтвердили представления предыдущих авторов.

Увеличение мощности гумусовых горизонтов под дубравами может определяться двумя группами факторов: 1) различными в лесных и лугово-степных экосистемах приходом органического вещества и темпами его разложения; 2) различным водным режимом в лесной экосистеме и лугово-степной, так как в дубраве накапливается больше снега, более равномерно протекают таяние снега весной и расход влаги в течение вегетационного периода, древесная растительность улучшает водопроницае-

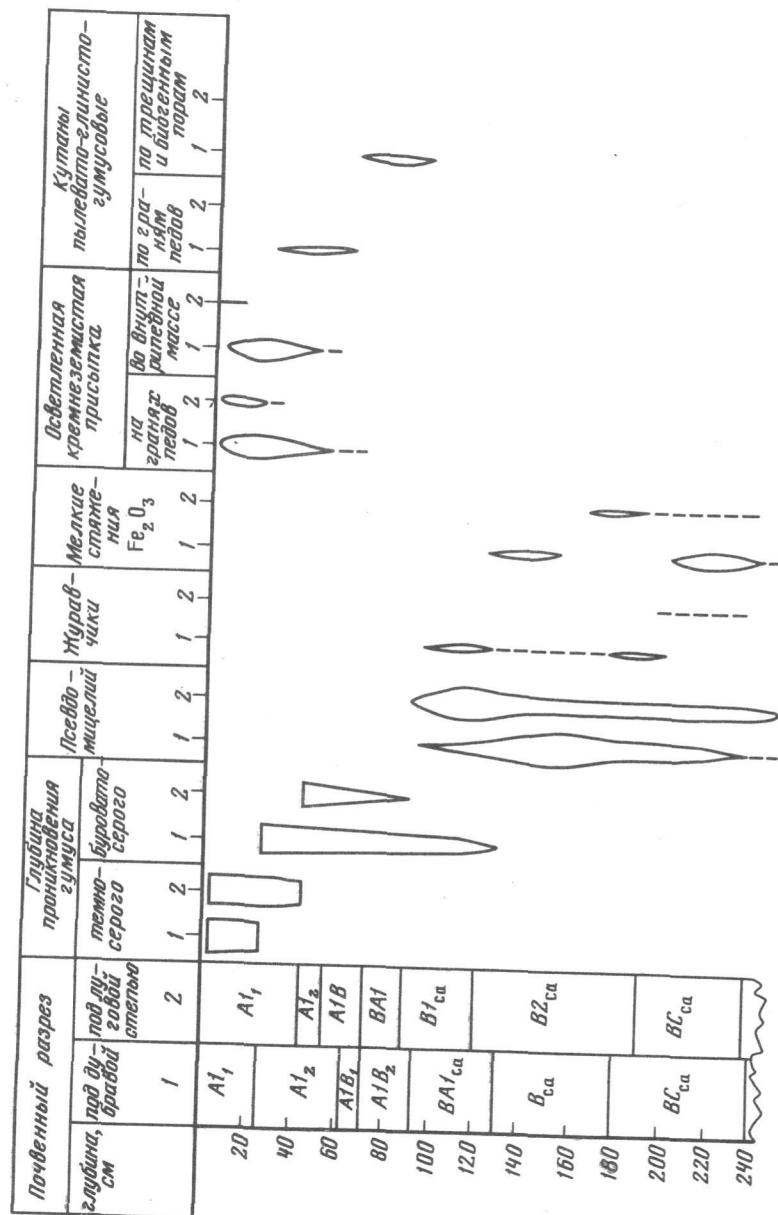


Рис. 14. Распределение некоторых морфологических признаков в профиле типичного чернозема под лесом и луговой степью

Таблица 16
Соотношение морфологических свойств черноземов типичных под лесной и лугово-степной растительностью

Свойства	Дубрава	Степь
Мощность гумусовых горизонтов A1 + A1B		
Мощность выщелоченной от карбонатов толщи		
Степень выраженности зернистости в горизонте A1		
Кутаны пылевато-глинисто-гумусовые в горизонте AB		
по граням педов		
по корневым и зоогенным ходам		
Осветленная присыпка в горизонте A1		
на поверхности педов		
во внутрипедной массе		
Осветленная присыпка в горизонте AB		
на поверхности педов		
Мелкозернистый кальцит в горизонте Bca		
Микрозернистый кальцит в горизонте Bca		
Журавчики		
Мелкие железистые конкреции		
в горизонте BAc		
в горизонте BCc		

мощность почвы, а все это способствует более глубокому и активному проникновению гумуса в глубь профиля (Тумин, 1930; Васильева, Зонн, 1953; Грин, 1967; Иверонова, Яшина, 1971; Грин и др., 1974).

Различия в водном режиме черноземов дубравы и луговой степи определяют и различную мощность в этих почвах выщелоченной от карбонатов толщи (см. табл. 16).

Характерной чертой чернозема под лесом в отличие от лугово-степного является наличие потечных кутан (вероятно, пылевато-глинисто-гумусового состава), покрывающих вертикальные грани педов, а также стенки корневых и зоогенных ходов (см. рис. 14 и табл. 16).

Существенно различаются черноземы лесной и лугово-степной экосистем по количеству и характеру распределения осветленной присыпки. В почве дубравы она содержится в значительном количестве и на поверхности педов и во внутрипедной массе, в профиле же степного разреза она обнаружена лишь на поверхности педов и практически полностью

отсутствует внутри структурных агрегатов. Если в лесном разрезе содержание присыпки как на поверхности педов, так и внутри них отмечается до глубины 70 см, то в степном присыпка обнаружена лишь в верхней полуметровой толще почвы (см. рис. 14).

Появление осветленной присыпки в верхних горизонтах черноземов до сих пор не имеет удовлетворительного объяснения, хотя факт ее наличия в черноземах под лесом исследователями отмечался. Можно предположить, что это связано с улучшением водопроницаемости и увлажненности лесных почв и, возможно, с физиологическим воздействием древесных корней (кислые корневые выделения).

Различаются черноземы дубравы и луговой степи по составу и формам новообразований.

В черноземе типичном под лесом новообразования псевдомицелия имеют форму "налетов", покрывающих участки граней различных структурных отдельностей, и жилок — тонких полых трубочек, образованных отдельными кристаллами, хорошо различимых под биноклем. Под травянистой растительностью псевдомицелий представлен в основном налетами, покрывающими грани педов и выстилающими стенки пор, корневых и зоогенных ходов. Кроме мицелиарных новообразований в профиле лесного чернозема обнаружены журавчики диаметром от 0,5 до 2 см, практически отсутствующие в степном (см. рис. 14 и табл. 16).

Различия в форме выделения карбонатов между почвами лесной и лугово-степной экосистем обусловлены прежде всего различиями в гидротермических условиях. Черноземы дубравы, существующие в условиях большего увлажнения и менее контрастного гидротермического режима, характеризуются такими формами карбонатных новообразований, как журавчики, трубочки, жилки; в более сухих и контрастных условиях среды образуются налеты из микрозернистого кальцита.

Новообразования Fe_2O_3 присутствуют независимо от типа экосистемы на контакте тяжелого и среднего лёссовидного суглинка, но в лесной почве их содержание больше, а появление на 30–40 см выше, чем в почве луговой степи. Иными словами, в лесу условия для восстановления и сегрегации железа создаются на меньшей глубине, чем в луговой степи, что также определяется различиями в водном режиме экосистемы.

Необходимо также отметить наличие в профиле как лесного, так и степного черноземов слепышин и сурчин, принадлежащих землероям, не живущим в современных дубравах заповедника (Злотин, Ходашова, 1974).

Природа наблюдаемых различий между лесным и степным черноземами прямо (выщелачивание, формы карбонатов, кутаны, интенсивность осветленной присыпки, глубина и интенсивность новообразований окиси железа, мощность гумусового горизонта) или косвенно (степень выраженности зернистой структуры) связана с различиями в характере увлажнения почвенного профиля.

Структурная организация гумусовой части профиля. Помимо общих морфологических описаний были проведены исследования структурной организации горизонтов верхних гумусированных частей лесного и степного профилей чернозема, поскольку именно структура часто является ярким интегральным результатом современ-

ного состояния почвы, с одной стороны, или реликтом утраченного облика — с другой. Можно предположить, что в таких биологически активных почвах, как чернозем, палеопризнаки в структурной организации профиля выявить весьма трудно.

Нижняя часть профиля обладает малой морфологической информативностью в отношении структурной организации и достаточно полно отражена в общих описаниях.

Анализ структурной организации и педной иерархии позволил провести значительно более дробное деление гумусированной части профиля изучаемых черноземов, в которой традиционно выделялись только два горизонта: A_1 и A_{12} (Афанасьева, 1947, 1966). Результаты исследования структурной организации чернозема дубравы и луговой степи в несколько схематизированном виде представлены в табл. 17 и 18. В графах, соответствующих структурным отдельностям определенной формы, верхняя цифра указывает долю отдельностей соответствующей формы в свободно рассыпающемся образце (в %). Ниже в скобках указан состав структурной отдельности. Если она представлена первичным педом (неделимым на более мелкие), в таблице это помечено знаком (+); если она является агрегатом, то в скобках указаны номера, соответствующие той или иной форме слагающих педов и присутствующие в заголовке каждой графы рядом с названием формы отдельностей, например: (2) или (2, 3), т.е. агрегат сложен порошистыми или порошистыми и крупитчатыми педями. Встречаются случаи, когда определенная структурная форма представлена как первичным педом, так и агрегатом. В этом случае ее состав указывается смешанным индексом, например +,2. Нижняя цифра указывает размер педов (в мм).

Следует отметить ряд особенностей, которые не отражены в таблицах.

Во-первых, лесной разрез характеризуется лучшей оструктуренностью, выражающейся в ясной, законченной форме отдельностей. Ему присуща ореховатая огранка педов как первичных, так и агрегатов, проявляющаяся на различных уровнях крупности от настоящих ореховатых до крупитчатых (здесь это ограненные зерна) и порошистых (от слова "порошинка", не порошок).

Во-вторых, в обоих разрезах наблюдается "сплавление" мелких структурных отдельностей в более крупные, т.е. их слитизация с деформацией формы в более плотную упаковку, и более или менее полное исчезновение границ между ними (заплывание межпедных трещин, исчезновение граней на сломе слитизированного агрегата). Различия между разрезами состоят в том, что в лесном черноземе присутствует незначительное количество слитизированных агрегатов и их агрегатная природа, как правило, не вызывает сомнений из-за хорошего проявления первичных граней на сломе. Слитизированные агрегаты лугово-степного чернозема гомогенизированы в значительно большей степени, число их велико, многие из них гомогенизированы до состояния неделимого первичного педя, агрегатная природа только угадывается.

Из данных таблиц видно, что между изучаемыми почвами наиболее четкие различия наблюдаются в педной иерархии. В черноземе луговой степи структурные отдельности практически всех форм представлены неделимыми первичными педями и лишь наиболее крупные комковатые

отсутствует внутри структурных агрегатов. Если в лесном разрезе содержание присыпки как на поверхности педов, так и внутри них отмечается до глубины 70 см, то в степном присыпка обнаружена лишь в верхней полуметровой толще почвы (см. рис. 14).

Появление осветленной присыпки в верхних горизонтах черноземов до сих пор не имеет удовлетворительного объяснения, хотя факт ее наличия в черноземах под лесом исследователями отмечался. Можно предположить, что это связано с улучшением водопроницаемости и увлажненности лесных почв и, возможно, с физиологическим воздействием древесных корней (кислые корневые выделения).

Различаются черноземы дубравы и луговой степи по составу и формам новообразований.

В черноземе типичном под лесом новообразования псевдомицелия имеют форму "налетов", покрывающих участки граней различных структурных отдельных, и жилок — тонких полых трубочек, образованных отдельными кристаллами, хорошо различимых под биноклем. Под травянистой растительностью псевдомицелий представлен в основном налетами, покрывающими грани педов и выстилающими стенки пор, корневых и зоогенных ходов. Кроме мицелиарных новообразований в профиле лесного чернозема обнаружены журавчики диаметром от 0,5 до 2 см, практически отсутствующие в степном (см. рис. 14 и табл. 16).

Различия в форме выделения карбонатов между почвами лесной и лугово-степной экосистем обусловлены прежде всего различиями в гидротермических условиях. Черноземы дубравы, существующие в условиях большего увлажнения и менее контрастного гидротермического режима, характеризуются такими формами карбонатных новообразований, как журавчики, трубочки, жилки; в более сухих и контрастных условиях среды образуются налеты из микрозернистого кальцита.

Новообразования Fe_2O_3 присутствуют независимо от типа экосистемы на контакте тяжелого и среднего лёссовидного суглинки, но в лесной почве их содержание больше, а появление на 30–40 см выше, чем в почве луговой степи. Иными словами, в лесу условия для восстановления и сегрегации железа создаются на меньшей глубине, чем в луговой степи, что также определяется различиями в водном режиме экосистемы.

Необходимо также отметить наличие в профиле как лесного, так и степного черноземов слепышин и сурчин, принадлежащих землероям, не живущим в современных дубравах заповедника (Злотин, Ходашова, 1974).

Природа наблюдаемых различий между лесным и степным черноземами прямо (выщелачивание, формы карбонатов, кутаны, интенсивность осветленной присыпки, глубина и интенсивность новообразований окиси железа, мощность гумусового горизонта) или косвенно (степень выраженности зернистой структуры) связана с различиями в характере увлажнения почвенного профиля.

Структурная организация гумусовой части профиля. Помимо общих морфологических описаний были проведены исследования структурной организации горизонтов верхних гумусированных частей лесного и степного профилей чернозема, поскольку именно структура часто является ярким интегральным результатом современ-

ного состояния почвы, с одной стороны, или реликтом утраченного облика — с другой. Можно предположить, что в таких биологически активных почвах, как чернозем, палеопризнаки в структурной организации профиля выявить весьма трудно.

Нижняя часть профиля обладает малой морфологической информативностью в отношении структурной организации и достаточно полно отражена в общих описаниях.

Анализ структурной организации и педной иерархии позволил провести значительно более дробное деление гумусированной части профиля изучаемых черноземов, в которой традиционно выделялись только два горизонта: A_{11} и A_{12} (Афанасьева, 1947, 1966). Результаты исследования структурной организации чернозема дубравы и луговой степи в несколько схематизированном виде представлены в табл. 17 и 18. В графах, соответствующих структурным отдельностям определенной формы, верхняя цифра указывает долю отдельностей соответствующей формы в свободно рассыпающемся образце (в %). Ниже в скобках указан состав структурной отдельности. Если она представлена первичным педом (неделимым на более мелкие), в таблице это помечено знаком (+); если она является агрегатом, то в скобках указаны номера, соответствующие той или иной форме слагающих педов и присутствующие в заголовке каждой графы рядом с названием формы отдельностей, например: (2) или (2, 3), т.е. агрегат сложен порошистыми или порошистыми и крушитчатыми педками. Встречаются случаи, когда определенная структурная форма представлена как первичным педом, так и агрегатом. В этом случае ее состав указывается смешанным индексом, например +,2. Нижняя цифра указывает размер педов (в мм).

Следует отметить ряд особенностей, которые не отражены в таблицах.

Во-первых, лесной разрез характеризуется лучшей оструктуренностью, выражающейся в ясной, законченной форме отдельностей. Ему присуща ореховатая огранка педов как первичных, так и агрегатов, проявляющаяся на различных уровнях крупности от настоящих ореховатых до крупитчатых (здесь это ограненные зерна) и порошистых (от слова "порошинка", не порошок).

Во-вторых, в обоих разрезах наблюдается "сплавление" мелких структурных отдельностей в более крупные, т.е. их слитизация с деформацией формы в более плотную упаковку, и более или менее полное исчезновение границ между ними (заплывание межпедных трещин, исчезновение граней на сломе слитизированного агрегата). Различия между разрезами состоят в том, что в лесном черноземе присутствует незначительное количество слитизированных агрегатов и их агрегатная природа, как правило, не вызывает сомнений из-за хорошего проявления первичных граней на сломе. Слитизированные агрегаты лугово-степного чернозема гомогенизированы в значительно большей степени, число их велико, многие из них гомогенизированы до состояния неделимого первичного педка, агрегатная природа только угадывается.

Из данных таблиц видно, что между изучаемыми почвами наиболее четкие различия наблюдаются в педной иерархии. В черноземе луговой степи структурные отдельности практически всех форм представлены неделимыми первичными педками и лишь наиболее крупные комковатые

Таблица 17

Структурная организация гумусированной части профиля чернозема типичного мощного под дубовым лесом

Горизонт	Глубина, см	Форма педов						
		фрагмент (1)	порошистая (2)	крупитчатая и мелко-крупитчатая (3)	зернистая (4)	мелко-комковатая (5)	мелко-ореховатая (6)	комковатая (7)
A1 _z	0-2				30 (+)			70 (4)
A1 ₁	2-6	5		5 (+)	2-4	40 (3)		10-15 50 (5)
A1 ₂	6-12		<5 (+)	<5 (+)	40 (2)	50 (3, 4)		10
A1 ₃	12-18	30	0,1	1-2	2	5-8	50 (3)	
A1 ₄	18-27	20	Не опр. (+)	20 (+)			5-10 60 (3)	
A1 ₅	27-42	<5	0,1-1 10 a (+) 1 б (+) 0,1	3			5-10 40 (2a) 3-5	50 (2a) 15
A1 ₆	42-62	<5	Не опр. a (+) <1 б (+) <0,1			70 (2a) 3-10 (+)		
AB	62-72	<5				5	Не опр. (+)	5-10

отдельности горизонтов A1₂-A1₄ являются агрегатами. Под дубравой наблюдается значительно более сложная картина, порой включающая иерархическое сопряжение трех ступеней (горизонты A1₁ и A1₂).

Так как для чернозема луговой степи обычны признаки слитизации более мелких (порошистых, крупитчатых, зернистых) отдельностей в более крупные (зернистые, мелкокомковатые и мелкоореховатые), выступающие в случае прочной слитизации уже в качестве первичных педов, можно говорить об элементе педной монолитизации в лугово-степных черноземах путем "сплавания" более мелких структур и активном полиморфном иерархическом структурообразовании в черноземах дубрав.

Активное структурообразование под лесом не означает, что процесс структурообразования имеет какой-либо временной тренд. Скорее все-

Таблица 18

Структурная организация гумусированной части профиля чернозема типичного мощного под луговой степью

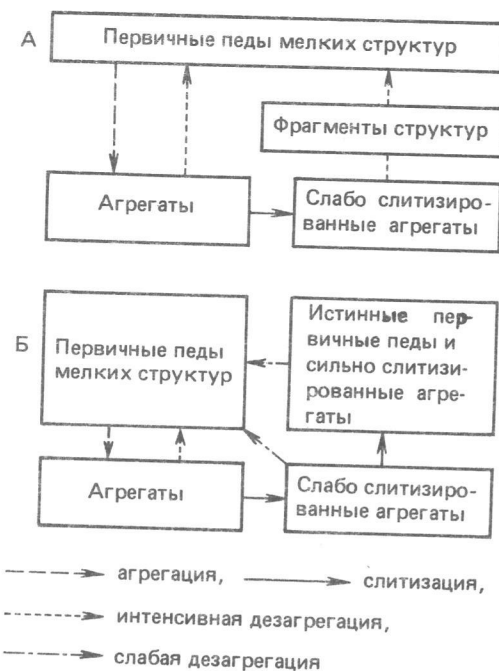
Горизонт	Глубина, см	Форма педов						
		фрагмент (1)	порошистая (2)	крупитчатая (3)	зернистая (4)	мелко-комковатая (5)	мелко-ореховатая (6)	комковатая (7)
A1 ₁	0-6	30			60 (+)	10 (+)		
A1 ₂	6-12		Не опр. (+)	Не опр. (+2)	3-5	?		Не опр. (2, 3)
A1 ₃	12-18		<1	2-3				20
A1 ₄	18-27		Не опр. (+)	Не опр. (+)				Не опр. (3, 4)
A1 ₅	27-40		<1	3				10-20
A1 ₆	40-45		10 (+)	60 (+)				30 (+)
AB	45-70		<0,5	2				10-20
			Не опр. (+)		Не опр. (+)			10-15
			0,2		3			?
			Не опр. (+)		30 (+2)			30 (+)
			<0,5		3			10

го, он носит репликационный характер и представляет собой замкнутый цикл, состоящий из нескольких стадий.

Из иллюстрирующей это положение схемы видно, что отличительной чертой структурного состояния чернозема луговой степи является малая скорость перехода слитизированных агрегатов и первичных крупных педов в мелкие первичные структуры под влиянием более слабой по сравнению с почвой дубрав рыхлящей и оструктурирующей деятельностью биоты (в первую очередь различия в массе и глубине проникновения травянистых и древесных корней, червей).

Характерно, что активное полиморфное оформление структуры в почве леса сопровождается значительно более высоким содержанием изоморфных структурных фрагментов по сравнению с почвой степи. Эта на первый взгляд нелогичность объясняется именно активной структурообразующей работой в профиле лесного чернозема, побочным результатом которой являются указанные фрагменты. Отсутствие такого рода "щепок" в лугово-степной почве указывает на большую косность ее структурного состояния. Для нее характерна запыленность граней педов нижней части гумусового профиля, т.е. наличие тонкого рыхлого пылевато-го покрытия (не фрагментов структур!) на верхних гранях за счет мате-

Схема структурообразования
в черноземах дубравы (А)
и луговой степи (Б)



риала, образующегося при естественном осыпании и взаимном истирании структурных отдельностей при возможных перемещениях.

Таким образом, основными различиями структурного состояния гумусовых горизонтов изучаемых черноземов являются активное полиморфное иерархическое репликационное оструктурирование с образованием большого количества "щепок" в виде фрагментов структур в почвах под лесом и малоинтенсивное, более косное, с элементами внутривидовой монолитизации оструктурирование с образованием скудного пыльного налета на гранях педов под луговой растительностью.

Различия в структурной организации почвенной массы в нижней части профиля проявляются в формировании глыбисто-призматических отдельностей в почве дубравы на глубине около 180 см, тогда как в почве луговой степи они появляются значительно выше (около 120 см). Поскольку для формирования призматической структуры нужна влага, то ее (структуры) более глубокое появление в черноземе под лесом свидетельствует о том, что почва дубравы на глубине 180 см промачивается так же, как в степи на глубине 120 см.

Итак, морфологический анализ черноземных профилей показал наличие существенных внутривидовых и внутривидовых различий исследуемых разностей (см. рис. 14). Обнаруженное несходство профилей может быть понято и объяснено с точки зрения различия почвенно-экологических условий дубравы и луговой степи.

Как эти различия отражаются на минеральном составе и других свойствах почв, насколько они глубоки? Может быть, изменения профиля, отразившиеся в чувствительной к широкому спектру слабых воздействий морфологии, являются лишь "косметикой", скрывающей стабильное вещественное состояние почвенной массы? Для решения этих вопросов следует обратиться к аналитическим характеристикам изучаемых почв и особенно тем, которые могут наиболее тесно коррелировать с обнаруженными морфологическими несогласиями.

Физико-механические и химические свойства черноземов. Анализ физических, физико-химических и химических свойств типичных черноземов под лесной и лугово-степной растительностью показывает, что они характерны для аналогичного подтипа черноземов центральной "умеренной" фации (Афанасьева, 1947, 1966; Черноземы СССР, 1974). Сходство между изучаемыми почвами (табл. 19–22) проявляется в распределении по профилю механических фракций, pH, гумуса, карбонатов, в составе гумуса, распределении минеральных элементов в общей массе почв и иле и не позволяет разделить их на уровнях подтипа, рода и вида (Тюрин, 1948; Афанасьева, 1966).

Наряду с общими чертами отмечаются и некоторые различия, однако менее значимые, чем "разрешающая способность" классификационных градаций (рис. 15).

В механическом составе обоих разрезов хорошо прослеживается двухчленность профиля: верхний слой представлен тяжелым суглинком, нижний — средним. Тяжелосуглинистая толща практически полностью совмещена с почвенным профилем. Ил распределен по профилю равномерно, его содержание незначительно увеличивается над границей смен наносов (см. табл. 19).

На общем фоне высокого содержания гумуса (более 9% в горизонте A_{11}), плавно убывающего с глубиной, отмечается меньшее содержание его в верхнем горизонте чернозема дубравы по сравнению с почвой под травянистой растительностью, более резкое уменьшение с глубиной. Однако в горизонтах АВ и Вса содержание гумуса выше и распределение более равномерно в лесной экосистеме (рис. 16, табл. 20).

В профиле обоих черноземов имеется верхняя бескарбонатная зона с реакцией среды, близкой к нейтральной, и нижняя — с щелочной (см. рис. 15, табл. 20). При этом верхняя зона под лесом характеризуется несколько меньшими значениями pH.

Обменный кальций составляет большую часть поглощающего комплекса. При этом в черноземе под лесом содержание поглощенного кальция выше, чем в черноземе под степью, тогда как поглощенный магний в большем количестве содержится в степной почве.

Карбонатный горизонт в профиле чернозема типичного формируется непосредственно под гумусовым профилем или в его нижней части. Его верхняя граница может колебаться в течение года, в зависимости от погодных условий, на 7–13 см (Афанасьева, 1948). Содержание CO_2 карбонатов и глубина их залегания в профиле лесного чернозема типичного уступают чернозему луговой степи.

Анализ валового состава почвенной массы в обоих разрезах и илистой фракции в разрезе под лесом не показывают существенного перераспре-

Таблица 19
Механический состав чернозема типичного

Разрез	Генетический горизонт	Глубина, см	Размер	
			1,0–0,25	0,25–0,05
1	A1 ₁	2–27	1,2	11,7
	A1 ₂	27–62	0,1	7,4
	A1B	62–91	0,1	6,3
	BA1ca	91–127	0,1	4,8
	Bca	127–180	0,1	3,5
	BCca	180–240	0,1	3,4
	Dca	240–270	0,0	5,1
2	A1 ₁	3–6	0,9	1,4
	A1 ₁	6–45	0,3	1,2
	A1 ₂	45–56	0,1	1,1
	A1B	56–70	0,1	0,9
	BA1ca	70–93	0,0	1,7
	B1ca	93–120	0,0	2,8
	B2ca	120–190	0,0	2,5
	BCca	190–240	0,0	3,6
	Dca	240–250	0,0	10,2

Таблица 20
Физические и физико-химические показатели чернозема типичного*

Разрез	Генетический горизонт	Глубина, см	pH водн.	Гумус %	CO ₂ , %	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы		Объемный вес прокаленную навеску, г/см ³
						Ca ²⁺	Mg ²⁺	
1	A1 ₁	2–27	6,5	8,01	Нет	60,0	2,5	0,96
	A1 ₂	27–62	6,5	5,12	„	31,1	3,1	1,19
	A1B	62–91	6,3	2,90	Следы	26,6	2,9	1,23
	BA1ca	91–127	8,2	2,10	2,50	32,0	Не опр.	1,19
	Bca	127–180	8,3	0,91	6,20	Не опр.	„	1,35
	BCca	180–240	8,1	0,65	5,60	„	„	1,36
	Dca	240–270	7,9	0,25	3,40	„	„	1,45
2	A1 ₁	3–6	6,7	9,30	Нет	43,9	9,6	0,91
	A1 ₁	6–45	6,6	6,24	Следы	34,2	9,6	1,14
	A1 ₂	45–56	6,6	5,30	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,21
	A1B	56–70	6,8	4,20	0,01	„	„	1,24
	BA1ca	70–93	7,8	3,11	0,20	27,8	9,6	1,27
	B1ca	93–120	8,2	1,50	3,50	Не опр.	Не опр.	1,37
	B2ca	120–190	8,5	0,60	6,80	„	„	1,40
	BCca	190–240	8,4	0,50	4,70	„	„	1,39
	Dca	240–250	8,0	0,20	3,60	„	„	Не опр.

*Поглощенные катионы приведены по данным "Путеводителя..." (1974), объемный вес — по данным Е.К. Дайнеко (устное сообщение).

частиц, мм; содержание фракций, %					
0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	< 0,001	> 0,01	< 0,01
40,7	10,6	13,0	22,9	53,6	46,4
44,5	11,0	13,4	23,9	52,0	48,0
46,3	10,4	11,1	25,8	52,7	47,3
48,7	10,1	10,2	26,7	53,6	46,4
45,9	9,5	10,3	29,3	49,5	49,1
46,0	9,5	10,2	29,4	49,5	49,1
59,8	7,2	6,4	21,5	64,9	35,1
52,7	9,3	11,4	25,3	54,0	46,0
51,2	9,5	11,8	26,0	52,7	47,3
50,4	8,7	12,2	27,4	51,6	48,4
51,9	9,1	11,5	26,5	52,9	47,1
50,4	10,4	10,2	27,2	52,2	47,8
48,2	10,6	12,5	25,9	51,0	49,0
47,4	10,1	11,1	28,9	49,9	50,1
46,8	9,8	10,7	29,1	50,4	49,6
53,7	9,3	4,1	22,7	63,9	36,1

деления химических элементов силикатной части почвы по профилю (см. рис. 15, табл. 21). Об этом же свидетельствуют данные валового состава илистой фракции типичного чернозема луговой степи (см. табл. 22), приведенные в "Путеводителе..." (1974).

Для верхней части гумусового горизонта лесного профиля характерно биогенное накопление кальция, магния, фосфора, серы, марганца, железа, алюминия, практически не выраженное в почве под степной растительностью. Отношения кремнезема к полуторным окислам одинаковы по всему профилю и резко расширяются после смены тяжелого суглинка средним (см. табл. 21).

Почва лесной экосистемы имеет отличное от степной распределение гумуса по профилю. При сходных общих запасах гумуса в почвенной толще (в слое 0–240 см: под дубравой — 731 т/га, под луговой степью — 718 т/га) для чернозема дубравы характерно меньшее содержание органического вещества, более резкое его уменьшение вниз в пределах верхней части профиля и более высокое содержание и плавное распределение с глубины 90–100 см. Морфологически это проявляется в большей мощности гумусового профиля в почве лесной экосистемы.

Наличие темноокрашенных пылевато-глинисто-гумусовых потечных кутан в черноземе типичном свидетельствует, что в почве дубравы возможно перемещение органического вещества по стенкам межпедных пор, корневых и зоогенных полостей. Наряду с линейной миграцией в кутанах можно предположить фронтальную миграцию подвижного гумуса в черноземе как лесной, так и лугово-степной экосистемы, на что указывает присутствие менее гумусированного материала внутри педов горизонта A1₂,

Таблица 21

Валовой состав почвенной массы и фракции < 0,001 мм чернозема типичного дуб-
равы (разрез 1), % на прокаленную почву

Горизонт	Глубина, см	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO
Почвенная масса					
Al ₁	2-12	77,30	3,73	12,49	1,73
Al ₁ Al ₂	12-62	78,01	3,45	12,80	1,45
AlB	62-91	77,62	3,93	12,59	1,12
BA1ca	91-127	77,72	3,83	12,70	1,19
Bca	127-180	77,75	4,02	12,74	1,21
BCca	180-240	77,81	4,15	12,85	1,27
Dca	240-270	80,01	3,10	10,79	0,53
Фракция < 0,001 мм					
Al ₁	2-12	56,3	9,65	21,29	0,09
Al ₁ Al ₂	12-62	56,34	9,82	21,40	0,09
AlB	62-91	56,72	10,74	23,34	0,10
BA1ca	91-127	54,24	10,87	20,38	0,12
Bca, BCca	127-240	57,18	11,49	21,55	0,10
Dca	240-270	54,18	11,14	20,85	0,07

Таблица 22

Валовой состав почвенной массы и фракции < 0,001 мм чернозема типичного лу-
говой степи (разрез 2), % на прокаленную почву

Горизонт	Глубина, см	Потеря при прокалива- нии	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO
Почвенная масса						
Al ₁	3-6	11,51	77,01	4,01	12,02	1,88
Al ₁	6-45	10,09	77,45	4,13	12,12	1,95
Al ₂	45-56	9,81	77,41	4,14	12,12	1,93
AlB	45-70	9,67	77,62	4,10	12,11	1,88
BA1ca	70-93	8,62	77,51	4,12	12,31	1,05
B1ca	93-120	8,62	78,49	4,24	12,69	0,81
B2ca	120-190	8,47	78,06	4,29	12,27	0,60
BCca	190-240	7,35	77,80	4,40	12,17	0,67
Dca	240-250	4,84	81,62	3,11	9,84	0,23
Фракция < 0,001 мм*						
A0	0-10	Не опр.	55,52	8,72	26,64	0,23
Al ₁	90-100	"	55,69	9,80	26,72	0,09
Bca ₁	100-110	"	56,90	9,59	26,25	0,11
Bca ₃	190-200	"	56,81	9,53	25,04	0,14
Dca	240-250	"	57,06	10,37	26,19	0,11

*Данные "Путеводитель..." (1974).

MgO	MnO	SO ₃	P ₂ O ₅	K ₂ O	Молекулярные отноше- ния	
					$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
Почвенная масса						
1,18	0,15	Не опр.	0,21	2,37	56,0	9,0
1,04	0,09	"	0,09	2,29	65,0	9,0
1,23	0,09	"	0,07	2,33	53,9	8,8
1,11	0,08	"	0,09	2,32	54,0	8,7
1,07	0,08	"	0,09	2,20	Не опр.	Не опр.
1,24	0,08	"	0,09	2,22	49,9	8,5
0,73	0,05	"	0,07	2,00	70,2	10,7
Фракция < 0,001 мм						
2,41	0,20	0,63	0,13	Не определялось		
2,66	0,24	0,51	0,11	"		
1,69	0,13	0,26	0,08	"		
2,54	0,11	0,15	0,03	"		
3,19	0,11	0,17	0,01	"		
2,57	0,12	0,15	0,01	"		

MgO	MnO	SO ₃	P ₂ O ₅	K ₂ O	Молекулярные отношения		
					$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$
Почвенная масса							
1,22	0,25	0,23	0,09	2,18	51,3	9,0	Не опр.
1,09	0,22	0,10	0,10	2,20	49,6	8,9	"
1,09	0,22	0,11	0,08	2,21	Не опр.	Не опр.	"
1,08	0,24	0,08	0,07	2,24	49,8	9,0	"
0,97	0,18	0,07	0,07	2,15	Не опр.	9,0	"
0,84	0,19	0,07	0,07	2,01	49,4	8,7	"
1,12	0,38	0,07	0,06	2,17	48,2	8,8	"
1,32	0,28	0,04	0,06	2,41	47,2	8,9	"
0,94	0,26	0,03	0,06	2,37	71,6	11,8	"
Фракция < 0,001 мм*							
2,74	0,05	Не опр.	0,49	1,74	17,0	Не опр.	3,5
3,27	0,05	"	0,23	1,15	15,4	"	3,6
3,24	0,06	"	0,28	1,51	15,8	"	3,7
2,66	0,07	"	0,21	1,54	15,9	"	3,7
3,48	0,07	"	0,25	1,48	14,6	"	3,7

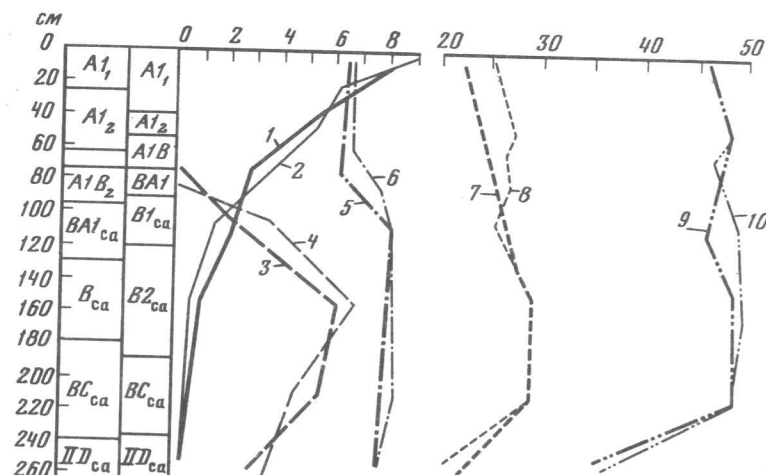


Рис. 15. Некоторые физические и химические свойства в профилях лесного и лугово-степного типичного чернозема

Нечетные цифры — для леса, четные — для луговой степи. 1–2 — общий гумус (в %); 3–4 — CO_2 карбонатов (в %); 5–6 — pH водн.; 7–8 — илстая фракция (в %); 9–10 — физическая глина (в %)

сохраняющего ясно выраженную бурую окраску, хорошо заметную на темно-сером фоне периферийной части педов.

Возможность миграции гумуса подтверждается исследованиями В.В. Пономаревой и Т.А. Плотниковой (Пономарева, 1974; Пономарева, Плотникова, 1977), которые на основании изучения качественного состава гумуса и свойств гуминовых кислот в типичном черноземе Стрелецкой степи, где, по нашим наблюдениям, кутаны отсутствуют, сделали вывод об иллювировании в нижнюю часть гумусового профиля подвижных гуматов кальция. Следовательно, в почве лесной экосистемы Стрелецкого участка, имеющей гумусовые кутаны в горизонтах АВ и ВА, следует ожидать значительно более активное перемещение гумуса, чем в почвах луговой степи.

Миграция минерального вещества, входящего в состав кутан, не отражается на результатах валового и механического анализов почвы из-за чрезвычайно незначительного объема этих образований. Даже в суглинистых дерново-подзолистых почвах с мощными кутанами на поверхности педов и магистральных трещин количество заключенного в них ила составляет около 1% от ила общей массы почвы и практически не влияет на показатели валового и механического составов.

Другое свойство, отчетливо выраженное в морфологии лесной почвы, — присутствие значительного количества по сравнению с лугово-степной почвой осветленных пылеватых зерен в горизонтах А, АВ и ВА, где они находятся на поверхности структурных отдельных, внутри них или на поверхности покрывающих педы кутан. Этот морфологический признак коррелирует с величиной pH, но ни в валовом, ни в механическом составе не отражается.

Понижение уровня вскипания мелкозема под действием HCl в лесной

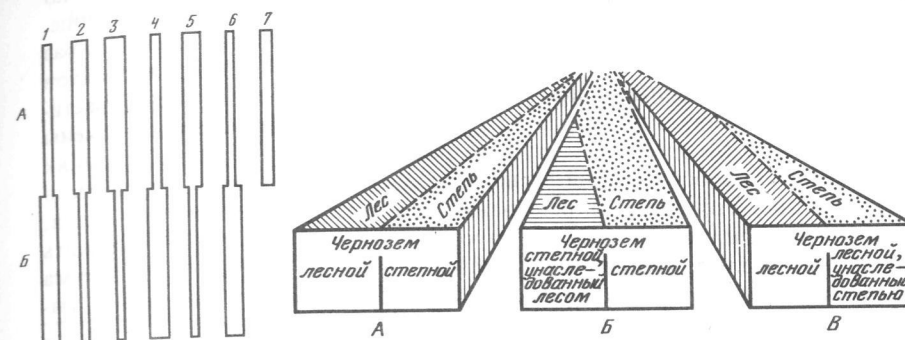


Рис. 16. Соотношение некоторых химических свойств в профилях лесного (А) и лугово-степного (Б) чернозема

1 — содержание гумуса до глубины 90–100 см; 2 — то же, ниже 90–100 см; 3 — скорость убывания содержания гумуса до глубины 90–100 см; 4 — то же, ниже 90–100 см; 5 — общая кислотность (pH водн.) в гумусовых горизонтах; 6 — содержание карбонатов в горизонтах А1 и АВ; 7 — биогенное накопление минеральных элементов в верхней части профиля

Рис. 17. Гипотезы формирования типичных черноземов Стрелецкого участка

А — гипотеза "равных возможностей" (чернозем исходно образуется и под лесом и под степью); Б и В — альтернативные гипотезы (чернозем исходно образуется только под лесом или только под степью и наследуется сменяющим типом растительности)

почве соответствует более низкому содержанию в горизонте АВ этой почвы CO_2 карбонатов (см. табл. 20).

Из изложенного выше следует, что морфологические различия черноземов под лесом и степью не подтверждаются химическими анализами. Обнаруженные в химических свойствах различия динамичны по природе, обратимы и могут изменяться в течение относительно короткого периода времени. Идентичность консервативных свойств указывает на близкие условия черноземообразования под лесом и степью, если таковое происходило под обоими типами растительности, или на почти идентичные условия вторичного почвообразования при контрастной смене растительного покрова — степного на лесной или наоборот.

Гипотеза образования лесного чернозема. Мы можем предположить три варианта происхождения чернозема под дубравой Стрелецкого участка, представленные на рис. 17, А–В.

При допущении черноземообразования под лесом и степью слабые морфологические различия, не отражающиеся в аналитических консервативных чертах, можно считать присущими как степному, так и лесному типу черноземообразования и только констатировать. Альтернативная постановка вопроса об исходном генезисе черноземов — лесном или степном — позволяет интерпретировать эти морфологические различия в эволюционном ключе, представить их как тренд, как перестройку почвенного профиля в результате изменения условий почвообразования при смене типов растительного покрова. Обнаружение изменений профиля от степного к лесному является доводом в пользу степного происхожде-

ния чернозема, и наоборот: изменение (усложнение) степного профиля по сравнению с лесным предполагает исходно лесное черноземообразование.

Какую же направленность имеет тренд? Для ответа обратимся еще раз к данным табл. 16 и попытаемся оценить возможности двух вариантов перестройки почвенного профиля при предполагаемой смене лесной растительности на степную или наоборот. Если допустить возможность смены леса степью, то следует допустить и неправдоподобные в степных условиях уничтожение новообразований лесного профиля: рассасывание журавчиков и железистых стяжений, закрашивание белесой присыпки внутри педов, исчезновение пылевато-глинисто-гумусовых кутан. Следует предположить также уменьшение мощности гумусового профиля (образования весьма устойчивого, так как его нижняя часть имеет возраст в несколько тысяч лет).

Уничтожение присыпки и кутан можно попытаться объяснить переорганизацией почвенной массы в результате длительной деятельности роющих животных, но это маловероятно, так как слепыши предпочитают использовать ранее проложенные ходы, часто оставляя ненарушенной значительную часть стенки профиля (Злотин, Ходашова, 1974).

Предположение о смене степного типа растительного покрова на лесной не противоречит трактовке изменений почвенного профиля чернозема. При альтернативной постановке вопроса о происхождении чернозема под лесом или под степью интерпретация направленных морфологических изменений его профиля может указывать только на исходно степное почвообразование.

Единственным прямым почвенным признаком, указывающим на степное происхождение исследуемых почв, является присутствие в профиле лесного чернозема древних слепышин. Характер морфологических различий между лесным и степным профилями указывает на степное происхождение черноземов Стрелецкого участка только при альтернативной постановке вопроса — лес или степь — на основании предположения о морфологическом тренде. При допущении возможности развития черноземов как под лесной, так и под степной растительностью предположение о тренде оказывается несостоятельным.

Наряду с этим существуют факты, подтверждающие, что черноземы Стрелецкого участка были сформированы травянистой растительностью, вытесненной позже дубравами. На это указывают следующие данные: ботанические — молодой несформировавшийся тип дубрав на черноземе и "настоящие" дубравы на серых лесных почвах, развитые как в непосредственной близости от изучаемых нами, так и южнее; зоологические — наличие в почве дубравы древних сурчин и слепышин, присущих степной экосистеме; исторические — присутствие сторожевых курганов эпохи бронзы (около 2,5 тыс. лет назад) на лесных черноземах; данные радиоуглеродного анализа погребенных под выбросами сурков почв, находящихся в настоящее время под лесом, — они свидетельствуют о том, что появление здесь леса могло произойти не ранее чем 2600 лет назад (Динесман, 1977).

Таким образом, существуют достаточно веские доводы, позволяющие остановиться на варианте степного генезиса черноземов Стрелецкого участка с последующим наследованием почвы лесной растительностью.

Таблица 23

Биологический круговорот органического вещества, зольных элементов и азота в лесной и лугово-степной экосистемах, ц/га абсолютно сухого вещества

Показатель	Дубрава	Луговая степь
Запас органического вещества	1500	330
Содержание зольных элементов в фитомассе	26	12
Содержание азота в фитомассе	8	4
Ежегодный прирост фитомассы	140	140
Ежегодное потребление зольных элементов	5	6
Ежегодное потребление азота	2	2

Различия между типичными черноземами под дубравой и луговой степью проявляются главным образом в их морфологических свойствах. Несмотря на то что масштаб обнаруженных различий недостаточен, чтобы отнести эти почвы к разным, даже самым мелким классификационным единицам, он позволяет поставить следующие вопросы.

1. Являются ли почвы под лесной и степной растительностью в современных условиях среды устойчивыми климаксными телами и могут ли под контрастными типами растительности формироваться одинаковые почвы?

2. Если обнаруженные различия в паре почв рассматривать как тренд почвенного профиля при смене условий почвообразования, то означает ли это, что один из профилей представляет климаксную квазиравновесную почву, а другой выходит из климакса в новое саморазвитие?

Допуская возможность формирования изучаемых черноземов травянистой растительностью и последующее поселение на них дубрав, следует признать, что сохранение их профиля под лесной формацией обусловлено или спецификой функционирования экосистемы (слабо или медленно меняющей профиль почвы), или устойчивостью самой почвы, или тем и другим вместе.

Кратко рассмотрим основные показатели биологического круговорота лесной и лугово-степной экосистем. В нашу задачу не входит обсуждение характера биологического круговорота вещества. В табл. 23 приведены лишь обобщенные суммарные показатели основных процессов круговорота органического вещества, а также зольных элементов и азота (Дайнеко и др., 1975) в лесной и лугово-степной экосистемах Стрелецкого участка заповедника.

Биологический круговорот органического вещества в дубраве и луговой степи Стрелецкого участка характеризуется значительным сходством: в обоих типах экосистем растительные сообщества достигают одинакового уровня первичной продукции — около 140 ц/га.

Круговорот зольных элементов в системе почва—растение в дубраве и луговой степи имеет определенные различия, проявляющиеся прежде всего в суммарных объемах участвующих в круговороте зольных элементов и в его "химической формуле" (дубрава потребляет в 3–5 раз больше кальция и во столько же раз меньше кремнезема, чем травостой луговой степи). Почему же разный по составу и интенсивности биологический

круговорот зольных элементов в дубраве и в луговой степи не отражается в свойствах почвенного профиля, не создает различий в его вещественном составе? Могут ли вообще различия в биологическом круговороте определить различия в почве? Ответить на эти вопросы мы попытаемся ниже.

Черноземный профиль и функционирование экосистем

Итак, лес занял почву, сформированную под степью. Почему этот контрастный по отношению к первоначальному тип растительности за 2,5–3 тыс. лет не смог существенно трансформировать профиль унаследованного чернозема, хотя в силу своих средообразующих свойств создал отличные гидротермические условия? Почему отличный от степного набор зольных элементов за длительный период функционирования лесной экосистемы не отразился в вещественном составе почвы? О чем может говорить феномен одинакового прироста первичной продукции в обоих экотипах?

Мы имеем основание предположить, что длительное функционирование экосистем после смены растительности может не запечатлеваться в свойствах почвенного профиля, а свойства почвы могут не влиять на характер биологического круговорота.

Почему новый тип круговорота зольных элементов, после смены растительности действующий в течение почти трех тысячелетий, не оставил следов в составе почвы? Для ответа на этот вопрос рассмотрим интегрирующую составляющую — содержание зольных элементов и азота в ежегодном приросте первичной биомассы (см. табл. 23). Для лесных экосистем характерен азотно-кремниевый-кальциевый тип круговорота, для луговой степи — азотно-кальциевый-кремниевый. Способны ли эти различия в типах круговорота создать различия в почвенных профилях? Способен ли каждый из типов круговорота вызвать существенные изменения профиля в результате длительного функционирования? (Из рассмотрения надо исключить азот, так как его содержание в обеих экосистемах приблизительно одинаково — см. табл. 23.) На оба вопроса следует ответить отрицательно, так как: 1) кремний и кальций в черноземном профиле представляют нейтральные со всех точек зрения элементы, в любых концентрациях не способные вызвать какие-либо изменения, поскольку из них состоит практически вся масса почвы; в силу этого почвенно-эволюционного "безразличия" даже существенная разница в количестве вовлекаемых в оборот кремния и кальция не может проявиться в почвенном профиле; 2) круговорот не может вызвать изменений содержания этих элементов в профиле, так как в силу природных условий (отсутствие стока) он замкнутый, а количество элементов, ежегодно вовлекаемых в круговорот, ничтожно (кремния — 0,0025% от запасов в толще 0–240 см, кальция — 0,023% от запасов карбонатов кальция в той же толще); 3) второстепенные зольные элементы не могут оказать существенного влияния на свойства почвы в течение длительного периода функционирования из-за малого содержания и отсутствия условий сегрегации.

Рассмотренные выше особенности круговорота не оказывают существенного влияния на формирование различий в почвенном профиле. Однако

есть и другая сторона функционирования, которую мы условно назовем "средоизменяющей". Так, лес, выросший на месте прежних травянистых формаций, несомненно воздействует на почву. Это обусловлено следующими обстоятельствами: 1) лес трансформирует водный режим вследствие особенностей лесного снегонакопления, снеготаяния, более равномерного расхода влаги, улучшения водопроницаемости почвы, что вызывает более глубокое проникновение гумуса в глубь профиля, понижение уровня залегания карбонатов и призматического оструктурирования почвенной массы в горизонте V_{ca} с образованием заметных напедных кутан; 2) лес обладает иным составом почвенной фауны, физиологически по-иному воздействуют на почву древесные корневые системы, что влечет изменение структуры верхних горизонтов черноземов (создание "лесной" зернистой структуры); 3) лес дает иной по химическому составу опад: лизиметрические воды из-под лесной подстилки дубравы имеют, по данным Т.П. Коковиной (1965, 1967), слабокислую реакцию, а из-под степного войлока — нейтральную; это определяет более низкие величины pH в почвах под лесом.

С подкислением среды, с изменением водного режима связано, возможно, и не имеющее до сих пор удовлетворительного объяснения отбеливание кварцевых зерен в верхних горизонтах этих почв. Не исключено, что какую-то роль здесь играет и физиологическое воздействие древесных корней.

На основании изложенного выше можно сделать вывод, что почвообразованием в зрелых экосистемах управляют не циклические процессы их функционирования (в зрелых экосистемах центральной лесостепи все циклы биологического круговорота замкнуты), а ценозы, оказывающие средоизменяющее влияние на условия почвообразования. Именно такое влияние изменяет почву и создает тренд в ее развитии.

Как следует из проведенных исследований, изменяются только самые подвижные свойства почвы; основные ее признаки и под дубравами, и под степью изучаемой природной зоны сохраняют полное сходство: чернозем и под лесом, и под степью остается черноземом, свойства его (видовые, родовые) повторяются и никакого перехода от одного таксономического выдела к другому не наблюдается.

Следовательно, есть основания утверждать, что лес на всем протяжении своего существования воздействовал на чернозем практически так же, как и произрастающие здесь ранее травянистые формации. Это обусловило сохранение на лесном этапе эволюции экосистемы унаследованного черноземного профиля без существенных изменений и без наложения на него качественно иных признаков почвообразования (наследующий тип эволюции — по В.О. Таргульяну и А.Л. Александровскому, 1976).

Экологическое соотношение почвы и растительности, феномен "мягкого" замещения растительных типов. Реакция почв на различные почвоизменяющие влияния в значительной мере зависит от ее собственных свойств. Типичный чернозем обладает очень благоприятным для растений (особенно имеющих широкую экологическую амплитуду) спектром почвенных условий (близко к нему стоит чернозем выщелоченный). Он хорошо обеспечен влагой, теплом

и элементами минерального питания, имеет хорошую структуру, отличный водный режим, нетоксичен по всему профилю, не испытывает резких колебаний влажности и переувлажнения, не имеет в профиле постоянных или временных образований, способных служить биологическим барьером (например: оглеенных, слитых, ожелезненных горизонтов). Можно сказать, что по отношению к растениям с подходящими экологическими требованиями рассматриваемый подтип чернозема "комфортен", а с точки зрения воздействий, возникающих со стороны растительности, в частности дуба, — функционально избыточен. Это позволяет чернозему "поглотить" влияние вновь возникших условий почвообразования без их запечатления в своих консервативных свойствах, не только без изменения "почвы-памяти", но и без принципиальной перестройки "почвы-момента".

Известно, что по отношению к воздействию факторов среды почвы обладают различной восприимчивостью (понятия "почвенной инерции" — Hubschmann, 1972; "сенсорности" — Соколов, Таргульян, 1977). У черноземов, как и у других почв с активным гумусом муллевого типа, почвенная инерция особенно велика (Тюрин, 1948; Зонн, 1954).

Следовательно, незначительное изменение профиля чернозема после смены одного типа растительности другим определяется не только характером воздействия нового фитоценоза, но и свойствами самой почвы. При этом если формирование гумусового, карбонатного и "кислотного" профилей в лесных почвах могло завершиться, т.е. прийти в квазиравновесное состояние с экосистемой за период существования дубрав на черноземе, то для изменения более консервативных свойств почвы такого времени недостаточно.

Поскольку лес на черноземах существует первые тысячи лет, о "далеком" тренде говорить трудно. Возможно, что более длительное функционирование лесных экосистем вызовет в почвенном профиле более существенные изменения, возможно, и нет.

В этом отношении представляют интерес сведения Дюшюфура (Duchaufour, 1968) о черноземах Средней Европы (Саксония). Образование этих почв под степной растительностью, по данным радиоуглеродного анализа, относится к позднеледниковому периоду. Начиная с атлантического периода (около 8 тыс. лет назад) степи сменились лесом. В настоящее время в саксонских черноземах под лесной растительностью ясно проявляются процессы бренификации, сопровождающиеся умеренным выносом ила, формированием горизонта В — текстурного с угловатой структурой и пленками на поверхностях структурных отдельностей.

Слабая трансформация лесного чернозема представляется возможной и за счет экологических особенностей главной лесообразующей породы — дуба. Он выдерживает широкую амплитуду экологических условий и обладает способностью подстраиваться под условия местообитания с оптимальным эффектом. Иллюстрацией проявления этой особенности может служить равная в лесу и в степи величина первичной продукции. С этой точки зрения вполне вероятна "подстройка" дубрав под вытесненные травянистые группировки и незначительная степень воздействия на унаследованную почву.

О том, что эффект такого "мягкого" замещения возможен, свидетельствует практическое отсутствие изменений морфологии чернозема под сто-

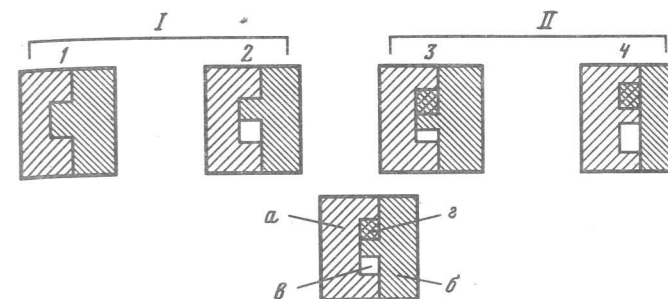


Рис. 18. Возможные экологические сочетания почвы и растительности

I — "комфортные": 1 — полная экологическая совместимость: квазиравновесная система, условия "мягкого" замещения, отражение в профиле "средоизменяющего" влияния растительности; 2 — функциональная избыточность почвы: аналогично предыдущему возможна перестройка растительности до функционального заполнения ниши; II — "дискомфортные": 3 — экологическая неудовлетворенность: в зависимости от величины зоны экологического конфликта возможна более или менее динамичная эволюция почвы и растительности с угнетением последней; 4 — экологическая несовместимость: выпадение растительности или ее сильное угнетение с резкой эволюцией почвы. а — экологические возможности почвы; б — экологические требования растительности; в — неиспользованные экологические возможности почвы; г — зона экологического конфликта

летними посадками ели в Орловской области (Розанова, 1960). Ель, как и дуб, имеет очень широкую экологическую амплитуду, поселяясь в чрезвычайно различных местообитаниях и образуя разнообразные мезофитно-гидрофитные ряды на породах от песков до тяжелых суглинков.

Чем шире экологическая амплитуда вида, тем легче для него осуществить "мягкое" замещение в условиях, не выходящих за границы этой амплитуды. Экологически узко специализированные виды практически не могут осуществить такое замещение. Так, наблюдаемые нами посадки сосны на выщелоченных черноземах Орловской области за 20—30 лет производят мощное оподзоливающее действие, морфологически выражающееся в интенсивном "поседении" профиля в результате появления огромного количества осветленной присыпки.

Можно предполагать, что устранение межвидовой конкуренции, выражающейся прежде всего в трудностях прорастания семян и выживания всходов в нетипичных условиях (например, ели в степи), могло бы сделать "мягкое" замещение более распространенным явлением.

Опираясь на изложенное выше, можно допустить, что в условиях центральной лесостепи функционирование дубравных экосистем, пришедших на смену травянистым формациям около 3000 лет назад, не запечатлелось в консервативных свойствах почвенного профиля. Это обусловлено спецификой "мягкого" замещения первоначального, сформировавшего почву растительного покрова, вторичным, выражающейся во взаимном соответствии предоставленных экологических возможностей и экологических запросов между наследуемой почвой и наследующей растительностью.

Однако если вновь появившаяся растительность не находится в состоянии почвенно-климатического "комфорта", то более или менее длительное функционирование новой экосистемы должно запечатлеваться в свойствах почвенного профиля на фоне существенных изменений биологического круговорота (рис. 18). Приведенные на рис. 18 экологические сочетания

существенно упрощены. Здесь отражены возможности только почвы и запросы только растительности, поскольку почва более устойчива, медленнее изменяется, а растительность более лабильна. Возможности, предоставляемые почвой растительности, реализуются быстро, а предоставляемые растительностью почве — медленнее в связи с большей консервативностью последней и изменением растительности, неизбежным в "дискомфортных" ситуациях.

Возможно ли формирование исходно одинаковых почв под различными, достаточно контрастными по составу и структуре фитоценозами? По-видимому, нет. Формирующие одну и ту же почву различные ценозы должны иметь общую область экологического "комфорта", т.е. по крайней мере один из них должен обладать широкой экологической амплитудой. Но именно широкая экологическая амплитуда и неизбежная разница в функционировании на стадии "начального" почвообразования при отсутствии корректирующего действия наследуемой почвы являются залогом образования различных почв под различными ценозами.

В самом деле, можно предположить, что экологически пластичная ель при культурном введении может осуществить "мягкое" замещение на черноземе, но вряд ли возможно образование черноземных профилей под этой породой в тех же климатических условиях без наследования почвы.

На основании всего вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Исследуемые типичные черноземы дубравы Стрелецкого участка Центрально-Черноземного заповедника им. В.В. Алехина сформировались под травянистой растительностью и унаследованы лесной экосистемой без существенной организационно-вещественной перестройки почвенного профиля, потенциально возможной при контрастной смене типа растительности.

2. Сравнительный морфолого-генетический анализ лесного и степного черноземных профилей позволяет допустить возможность трансформации степного черноземного профиля в лесной под влиянием контрастной смены типа растительности, повлекшей изменение гидротермического режима почв. Обратная смена — лесного профиля на степной — невозможна, так как должна привести к изъятию из почвенного профиля ряда устойчивых консервативных признаков, в том числе признаков организации минеральной массы.

3. Помимо почвенно-генетических данных, степное происхождение лесных черноземов подтверждается рядом других положений: палеогеографических, палеозоологических, археологических, ботанических.

4. Черноземы дубравной и лугово-степной экосистем не имеют различий, значимых на любом из принятых классификационных уровней. С одной стороны, это объясняется принципиальным сходством биологического круговорота в системе почва—растительность в обеих экосистемах (равенство суммарных приходно-расходных статей баланса веществ), с другой — значительной инертностью, слабой сенсорностью черноземов к широкому спектру воздействий со стороны растительности вследствие их структурной организации и вещественного состава, в первую очередь многоумности.

5. Контрастная смена растительного покрова, не проявившаяся в сколько-нибудь значительных организационно-вещественных изменениях черноземного профиля, позволяет предполагать возможность "мягкой" для почвы, хотя и очень резкой по эколого-флористическим характеристикам, смены растительного покрова. Причиной такого "мягкого" замещения являются широкие экологические амплитуды для почвы и растительности, обеспечивающие как быструю и оптимальную подстройку растительности под диктуемые почвой возможности развития и функционирования, так и слабую ответную реакцию почвы на различия в функционировании исходного и сменяющего растительных покровов.

ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ЭВОЛЮЦИЯ ГИДРОГЕННЫХ ПОЧВ ПОДТАЙГИ — ЮЖНОЙ ТАЙГИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ГОЛОЦЕНЕ

В настоящее время положение о связи генетических свойств почв с историей их развития активно разрабатывается как в советской, так и в зарубежной почвенной литературе. Генезис исследуемой почвы во многих случаях может оставаться непознанным, если генетический анализ профиля исходит только из современной экологии почвы и не учитывает всей предшествующей истории ее развития, ее эволюции в связи с эволюцией природной среды.

Реконструкция предшествующих эволюционных этапов и выявление соответствующих им реликтовых признаков в современных почвах и почвенном покрове является задачей достаточно сложной даже в отношении автономных минеральных почв. Между тем последние могут изменяться непосредственно под влиянием изменяющихся биоклиматических условий в пределах, определяемых сенсорностью и рефлекторностью конкретных почв (Соколов, Таргульян, 1976). Диагностирование в этих почвах признаков, не соответствующих современным экологическим условиям, до некоторой степени облегчается благодаря палеогеографическим представлениям, имеющимся сейчас почти для всех крупных регионов. Палеогеографические данные как бы ограничивают известными пределами определенный спектр реликтовых признаков, которые следует искать в современных почвах и почвенном покрове.

Гораздо более сложна задача реконструкции предшествующих эволюционных этапов и реликтовых признаков для гидрогенных почв. Важнейшим экологическим фактором в этих почвах являются почвенно-грунтовые или грунтовые воды, определяющие их основные свойства¹. Поэтому эволюция этих почв в значительной мере связана с существенными флуктуациями в их профиле уровня и состава почвенно-грунтовых вод. Состав же этих вод может определяться двумя группами причин.

К одной из них относится значительное изменение климата (т.е. общей биоклиматической, ландшафтной обстановки). Упрощенная схема связи климата и почвенно-грунтовых вод представляется обычно следующим образом: увлажнение и (или) похолодание → вероятность появления или

¹ В дальнейшем для краткости почвенно-грунтовыми мы называем и грунтовые воды.

подъема уровня почвенно-грунтовых вод; аридизация и (или) потепление → понижение их уровня или исчезновение. О сенсорности и рефлекторности гидрогенных почв к изменению климатической обстановки известно очень мало. Можно только полагать, что в одних случаях они способны слабо или совсем не отражать эти изменения, в других, напротив, могут оказаться более чувствительными, чем автономные минеральные почвы.

Вторая группа причин, существенно влияющих на состав и уровень почвенно-грунтовых вод, имеет локальный характер. К ним относятся тектонико-геоморфологические, ландшафтно-эволюционные и другие процессы, которые приводят к нарушению водного баланса территории, но действуют в пределах одной и той же биоклиматической обстановки, не вызывая ее изменения.

Для восстановления эволюции гидрогенных почв представляется важным выяснить, какая из причин вызвала существенное изменение почвенно-грунтовых вод или, возможно, действовали обе причины. Это позволяет ввести палеогеографический контроль к почвенно-эволюционным построениям.

Профили гидрогенных почв часто бывают полигенетичными и несут в себе признаки, не соответствующие современному положению уровня почвенно-грунтовых вод и их составу. Можно выделить три общих случая возможного формирования подобных полигенетичных почв.

1. Некоторые свойства почв отчетливо свидетельствуют о более высоком залегании почвенно-грунтовых вод в прошлом, но их уровень и сейчас еще фиксируется в почвенном профиле, хотя существенно ниже. Это явление широко распространено на первых надпойменных террасах в лесной зоне, когда опускание почвенно-грунтовых вод до глубины 1,5–2,0 м уже позволяет развиваться подзолистому процессу (на суглинках) или Al-Fe-гумусовому оподзоливанию (на легких породах), однако верхние горизонты почв еще сохраняют темное гумусовое прокрашивание и повышенную гумусированность, связанные с пойменным луговым почвообразованием в прошлом. Это имеет место и при осушительных мелиорациях, когда для целей сельскохозяйственного использования уровень почвенно-грунтовых вод искусственно понижается и поддерживается на нужной глубине в пределах почвенного профиля.

2. В современный период почвы развиваются в условиях только атмосферного увлажнения, но некоторые их свойства позволяют предполагать участие почвенно-грунтовых вод в их формировании на прошлых этапах развития. Это так называемые палеогидроморфные почвы, которые распространены на тектонически поднимающихся равнинах, по-видимому, достаточно широко. В ряде исследований процессу постепенного ослабления грунтового гидроморфизма во времени отводится первостепенная роль в формировании почвенного покрова обширных регионов мира (Ковда, 1965; Ковда, Самойлова, 1966).

3. В современный период почвы развиваются под влиянием почвенно-грунтовых вод, но некоторые почвенные признаки отчетливо свидетельствуют о том, что на прошлых этапах развития почвенно-грунтовые воды лежали существенно глубже и их влияние на почвообразование было иным или этого влияния не было совсем и почвы формировались в условиях только атмосферного увлажнения. Это связано с постепенным поднятием

почвенно-грунтовых вод к поверхности по тем или иным причинам (или их появлением и поднятием), вследствие чего почвы в процессе развития испытывают постепенное нарастание гидроморфизма. Подобные почвы одним из авторов (Каравая, 1982) предлагается называть поррогидроморфными (от лат. *porro* — в дальнейшем, в будущем).

Гидрогенное почвообразование формирует в почвах яркие, достаточно характерные признаки: разнообразные аккумуляции минеральных и органических веществ, специфическую окраску, определенную организацию почвенной массы и др. Эти признаки (или часть их) могут достаточно долго сохраняться в почвенном профиле в условиях понижения уровня почвенно-грунтовых вод или их исчезновения. Поэтому для двух первых случаев распознавание предшествующего гидроморфного или более гидроморфного, чем современный, этапа почвообразования основывается обычно на выявлении в почвах этих гидрогенных признаков (или их следов).

Гораздо более сложной является задача выяснения эволюционного пути поррогидроморфных почв. Появление или значительное усиление роли почвенно-грунтовых вод в профиле может достаточно быстро уничтожить признаки предшествующего этапа развития, а вновь формируемые гидрогенные свойства могут помешать распознаванию следов предшествующего этапа. Задача еще более усложняется, если исследуемые гидрогенные почвы не только несут в себе черты существенной в прошлом флуктуации почвенно-грунтовых вод, но и территория, на которой они распространены, испытала в голоцене значительные ландшафтно-климатические трансформации. Подобные гидрогенные почвы, имеющие, по-видимому, сложную историю, и будут рассмотрены в настоящем разделе. Полученный материал является, по существу, опытом реконструкции истории развития изученных гидрогенных почв на основании анализа их свойств, некоторых характеристик почвенного покрова и палеогеографических представлений.

Объектами исследования являлись почвы подтаежной и южнотаежной подзон Западной Сибири, формирующиеся на тяжелых карбонатных суглинках — глинах в условиях водоразделов, при неглубоком залегании (1–2 м от поверхности) жестких пресных почвенно-грунтовых вод. К общим их признакам относятся: темноцветный достаточно мощный гумусовый профиль, образованный мулловым гумусом; наличие карбонатов на той или иной глубине; присутствие в профиле жестких почвенно-грунтовых вод; грунтовое оглеение. Эти признаки позволяют относить их к одному семейству луговых Са-гумусовых почв с дальнейшим внутренним подразделением (Глазовская, 1972). В последней классификации почв СССР подобные почвы рассматриваются для подтаежной подзоны в типе луговых почв, для южной тайги — в типе дерново-глеевых почв (Классификация..., 1977). Аналогично решен вопрос об этих почвах и в большинстве региональных исследований (Почвы Новосибирской области, 1966; Зайцева, 1970; Уфимцева, 1974). И.М. Гаджиев (1976) предложил выделять подобные почвы как особый тип лесо-луговых на всей территории их распространения, от южной тайги до северной лесостепи. Прежде чем перейти к непосредственной характеристике изученных почв, необходимо кратко проанализировать сходство и различие их современной экологии, связанные с формированием в разных, но соседних ландшафтных подзонах.

К л и м а т. По основным климатическим показателям южная тайга и

Таблица 24

Климатические показатели лесной зоны Западной Сибири

Подзона	Средняя t воздуха, °C			Сумма t выше 10°C
	год	январь	июль	
Южная тайга (юг подзоны)	-1,1	-20	17-18	1400-1600
Подтайга	-0,8, -1,0	-16, -20	17-18	1600-1800
Северная лесостепь	-1,0	-17, -20	19-20	1800-2200

подтайга достаточно близки (табл. 24). Различия определяются более южным положением подтайги и заключаются в следующем: 1) сумма активных температур здесь несколько выше (в пределах 200°), и период с этими температурами несколько длительнее (по-видимому, в пределах двух недель); 2) количество осадков может быть несколько меньшим как за год, так и за теплый период; 3) коэффициенты увлажнения за три основных теплых сезона (весну, лето и осень) значительно ниже в подтайге, хотя их годовые значения одинаковы.

Таким образом, основное отличие климата подтайги от южной тайги заключается в меньшем увлажнении, по величине которого подтайга очень близка к северной лесостепи Западной Сибири (см. табл. 24). В то же время по термическому режиму она занимает промежуточное положение между южной тайгой и лесостепью, при этом ближе к южной тайге, чем к лесостепи.

Рельеф. В обеих подзонах рельеф выположенный и слабо дренированный, что присуще большей части территории Западно-Сибирской равнины. Однако условия мезо- и микрорельефа, в которых формируются луговые Са-гумусовые почвы, неодинаковы. В подтайге эти почвы встречаются на плоских водоразделах и их склонах с неглубоким залеганием жестких пресных или очень слабоминерализованных почвенно-грунтовых вод, а также по мезо- и микропонижениям среди ареалов почв с более глубоким залеганием почвенно-грунтовых вод или их отсутствием (дерново-подзолистые, болотно-подзолистые, серые лесные, серые лесные глеевые). Развиваются они и по периферии болот (Почвы Новосибирской области, 1966; Зайцева, 1970; Уфимцева, 1974). В южной тайге луговые Са-гумусовые почвы приурочены главным образом к мезо- и микропонижениям рельефа и к приболотным, также пониженным частям водоразделов.

Таким образом, луговые Са-гумусовые почвы в подтайге по сравнению с южной тайгой формируются в условиях меньшего увлажнения, не только атмосферного, но и в силу занимаемой ими преимущественно автономной позиции в системе перераспределения влаги по рельефу, являясь ареалами сброса поверхностных и внутрипочвенных вод. В южной тайге луговые Са-гумусовые почвы формируются в условиях большего атмосферного увлажнения. Кроме того, их приуроченность к пониженным элементам рельефа обуславливает значительную роль в их водном балансе дополнительной влаги за счет аллохтонного подтока поверхностных и внутрипочвенных вод.

Осадки, мм		Коэффициент увлажнения по Иванову			
год	теплый период	год	IV-V	IV-VIII	IX-X
400-525	300-400	1,0	0,7	0,9	1,5
375-400	300	1,0	0,4	0,5	0,7
250-450	200-300	1,0	0,4	0,4	0,5

Почвообразующие породы и почвенно-грунтовые воды. Материнской породой для луговых Са-гумусовых почв служат лёссовидные карбонатные тяжелые суглинки и глины. Они являются покровными отложениями, вероятнее всего, озерно-аллювиального генезиса, и их мощность достигает 3-5 м (Никитенко, 1963). На рассматриваемой территории южной тайги и северной части подтайги эти породы в общем не засолены (табл. 25) до значительной глубины (Никитенко, 1963; Лёссовые породы СССР, 1966). Однако обращает на себя внимание возрастание величины плотного остатка на глубине 2-4 м до значений, близких к градации "слабого засоления" (0,1% — для содового и смешанного засоления). В рассматриваемом случае ионный состав сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатный или сульфатно-гидрокарбонатный. Имеются данные, что при величине плотного остатка 0,1-0,15% и составе ионов: $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$ или $\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{HCO}_3^-$ в почвообразующих породах изученного региона в отдельных случаях наблюдается повышенное содержание Na^+ и K^+ и небольшое количество соды (Лёссовые породы СССР, 1966). Но в целом водорастворимые соли в значительных количествах появляются

Таблица 25

Состав водной вытяжки из почвообразующих пород южной тайги и подтайги, мг-экв на 100 г почвы

Подзона, разрез	Глубина, см	Плотный остаток, %	Щелочность		Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+
			CO_3^{2-}	общая HCO_3^-					
Южная тайга (Бакcharский район), 66-70, 70-70	240-250	0,098	Нет	0,80	0,36	0,16	0,65	0,13	0,78
Подтайга (Колыванский район), 16-70, 18-70*	250	0,150	Не опр.	0,91	Не опр.	1,10	2,05	0,75	Не опр.
	375	0,250	"	0,84	"	0,90	1,95	0,60	"

* Данные Ф.А. Никитенко (1963).

Таблица 26

Химический состав почвенно-грунтовых и болотных вод, мг/л

Подзона, разрезы	Вода	Сухой остаток	pH	Гумус	НСО ₃ ⁻
Южная тайга (Бакcharский район), 66-70, 70-70	Почвенно-грунтовая	540	5,1	11	67,0
Подтайга (Кольванский район), 16-70, 18-70	Болотная	222	5,0	12	24,0
	Почвенно-грунтовая	660	7,1	5	159,0
	Болотная	360	6,5	5	92,0

в породах только в южной части подтайги и в лесостепной зоне, где их роль в почвообразовании заметно усиливается (Базилевич, 1953; Почвы Новосибирской области, 1966).

Очень незначительное содержание солей или их отсутствие и карбонатность почвообразующих пород определяют химический состав почвенно-грунтовых вод, под влиянием которых формируются луговые Са-гумусовые почвы (табл. 26). По величине сухого остатка — это пресные жесткие воды гидрокарбонатно-кальциевого состава. В близлежащих торфяниках за счет аккумуляции в них атмосферной влаги и поверхностного стока болотные воды значительно разбавляются (вдвое и более) и становятся пресными мягкими.

В южной части подтайги, где появляется заметная засоленность почвообразующих пород, наблюдается дифференциация химического состава почвенно-грунтовых вод. На повышениях рельефа они продолжают оставаться пресными, в то время как в депрессиях отмечается их повышенная минерализация за счет гидрокарбонатно-кальциево-натриевых солей — около 1 г/л (Почвы Новосибирской области, 1966).

Растительность. Луговые Са-гумусовые почвы в подтаежной зоне развиваются под березовыми и осиново-березовыми лесами. В южной тайге в древесном ярусе наблюдается заметная примесь темнохвойных пород: пихты, кедра и ели (Гаджиев, 1976). Особенностью напочвенного покрова этих ценозов является хорошее развитие высокотравья и крупнотравья (вейник, сныть, василистник, аконит, подмаренник, дудник, чина, тимофеевка, зонтичные и др.). В обеих подзонах изучаемые почвы формируются и под суходольными лугами с хорошо развитым луговым разнотравьем. В подтайге значительные площади этих почв представляют пашню или залежь с несколько измененным, разнотравно-злаково-бобовым составом флоры. Здесь лесные ценозы часто сохранились только по мезопонижениям, неудобным для освоения.

Почвенный покров. В южной тайге на повышенных и относительно дренированных элементах рельефа представлены дерново-подзолистые почвы (со вторым гумусовым горизонтом и без него), в понижениях рельефа — болотные торфяно-глеевые и торфяные почвы (торфяники низинные, переходные и верховые). Заполнение депрессий торфом во многих случаях способствовало нивелированию отрицательных форм

Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Fe	SiO ₂	Общая жесткость, мг-экв
7,0	17,0	47,0	11,0	1,5	1,3	0,4	5,0	3,24
7,0	34,0	16,0	19,0	не опр.	не опр.	2,5	4,0	2,37
71,0	23,0	73,0	18,0	1,4	1,6	1,0	4,0	5,12
21,0	19,0	20,0	8,0	3,5	1,6	0,6	10,0	1,66

рельефа. Плоские водоразделы, их склоны и особенно приболотные полосы заняты различными болотно-подзолистыми, а также теми дерново-грунтово-глеевыми почвами, которые выделяются нами как луговые Са-гумусовые. В восточной части южной тайги и на переходе в подтаежную подзону значительную роль в почвенном покрове дренированных ареалов начинают играть серые лесные почвы, а недостаточно дренированных и геохимически подчиненных ареалов — серые лесные глеевые, лугово-черноземные и луговые почвы (Ковалев, Трофимов, 1972).

Мнение о самостоятельности подтайги как особой почвенно-географической зоны разделяется не всеми исследователями, хотя с точки зрения почвенного покрова она характеризуется как переходная территория, представляющая прерывистую полосу между южной тайгой и лесостепью. Выделяя эту территорию как самостоятельную лиственный-лесную зону серых лесных почв, Р.В. Ковалев и С.С. Трофимов (1972) отмечают следующие основные закономерности распределения почв: приречные дренированные участки — серые лесные осолоделые и лугово-черноземные почвы с пятнами солодей и болотных почв по западинам; при удалении от рек, на повышениях водоразделов — дерново-подзолистые почвы и реже — оподзоленные и выщелоченные черноземы, на плоских и пониженных участках — луговые (луговые Са-гумусовые), лугово-болотные и болотные почвы. По границе с лесостепью появляются солончаки, солонцы и солоди.

К.А. Уфимцева (1974) считает, что подтайга не является самостоятельной почвенно-географической подзоной и может быть разделена на две полосы: северную, имеющую в почвенном покрове много общих черт с южной тайгой, и южную, близкую к северной лесостепи, характеризующуюся широким распространением солонцов, солончаков, солодей, луговых солонцеватых и осолоделых почв, серых лесных осолоделых глееватых почв на приречных дренированных местообитаниях. Граница между этими двумя полосами обусловлена распространением пород, содержащих или не содержащих легкорастворимые соли и соду.

Для всей рассматриваемой территории, вне зависимости от зонально-подзонального разделения, характерна большая, иногда преобладающая роль в почвенном покрове полугидроморфных и гидроморфных почв.

Луговые Са-гумусовые почвы изучались в южной тайге (Бакcharский район Томской области, окрестности с. Плотниково, западная часть Ше-

гаро-Иксинского междуречья) и в подтайге (Колыванский район Новосибирской области, окрестности дер. Юрково и Каурушка, водораздел Шегарки и Иксы). Согласно приведенным выше воззрениям на почвенно-географическую сущность подтайги, изученный нами подтаежный ареал может рассматриваться как северная часть подтаежной зоны серых лесных почв или как наиболее южная часть южнотаежной подзоны дерново-подзолистых почв, на переходе ее к северной лесостепи.

Палеогеография голоцена. По данным Н.А. Хотинского (1977), в южной части лесной зоны Западной Сибири достаточно ясно прослеживаются два важнейших этапа изменения ландшафтов в голоцене. Первый этап соответствует бореальному периоду (8,0–9,2 тыс. лет назад), характеризуется потеплением и уменьшением континентальности климата, максимальным развитием еловых лесов. Второй этап, начинающийся с рубежа атлантического и суббореального периодов (около 4,5 тыс. лет назад) и продолжающийся в настоящее время, отличается прогрессирующим похолоданием. Проникновение степных группировок растительности далеко на север, и в частности, ксерофитных полынно-маревых сообществ на территорию современной южнотаежной подзоны, связывают с сухим и холодным климатом позднеледниковья (Пьявченко, 1952; Хотинский, 1977). Эта схема разделения голоцена, таким образом, отрицает предпологаемое в ряде предшествующих работ потепление и некоторую аридизацию климата во вторую половину атлантического периода, так называемый оптимум голоцена и соответствующий ему сдвиг ландшафтных зон на север на 400–600 км. Напротив, высказывается мнение об известной стабильности положения березовой лесостепи Западной Сибири с раннего голоцена до настоящего времени.

Оставляя решение этого вопроса специалистам, следует отметить, что широкое распространение темноцветных вторых гумусовых горизонтов в южнотаежной лесостепной полосе Западной Сибири может быть объяснено только существованием в прошлом субгумидной обстановки и степной лесостепной растительности на территории юга современной лесной зоны (Нейштадт, 1957; Гричук, 1957, 1961; Гитерман и др., 1968; Косарев, 1973). Радиоуглеродные датировки вторых гумусовых горизонтов южнотаежных почв имеют диапазон 4,0–8,6 тыс. лет, преобладающая их часть приходится на атлантический период, меньшая — на бореальный.

Подобная хронология не укладывается в рассматриваемые палеогеографические представления, так как в бореальное время под еловыми лесами не могли формироваться темноцветные почвы с близким залеганием карбонатов, тем более не могло этого быть и позже, так как происходило прогрессирующее похолодание климата. Отнесение этапа темноцветного почвообразования к позднеледниковью, в соответствии с предположением о продвижении в это время к северу степных сообществ, выглядит как недостаточно обоснованное по двум соображениям. Во-первых, для этого следует допустить возможность омоложения радиоуглеродных датировок вторых гумусовых горизонтов в два-три раза; во-вторых, в условиях сурового перигляциального климата позднеледниковья не могли формироваться почвы с достаточно мощным гумусовым профилем муллевого типа (40–60 см; в микропонижениях — 80 см и более).

Таким образом, вторые гумусовые горизонты в южнотаежной лесостеп-

ной полосе Западной Сибири, несомненно, свидетельствуют о том, что на этой территории в течение голоцена был период потепления и некоторой аридизации климата, обусловивший возможность формирования темноцветных почв. Однако, по-видимому, вопрос о его хронологическом положении остается открытым и для его решения требуются новые факты и интерпретации.

Голоценовые почвенные реликты. По существующим представлениям, многие почвы южнотаежно-лесостепной полосы Западной Сибири имеют реликтовые признаки предшествующих, иных по экологическим условиям этапов почвообразования.

1. Реликтовое осолонцевание—осолодение. Хронология этой стадии не совсем ясна, но предполагаемая последовательность событий следующая. В субгумидной обстановке оптимума голоцена почвенно-грунтовые воды в подтайге и северной лесостепи были минерализованными, а почвообразующие породы — в той или иной степени засолены (Почвы Новосибирской области, 1966; Зайцева, 1970; Гаджиев, 1976). Некоторые исследователи (Кузнецов, 1949; Градобоев и др., 1960; Уфимцева, 1974) считают, что подобные явления в этот период имели место и на территории современной южной тайги. Таким образом, по этой гипотезе осолонцевание—осолодение могло проявляться как в течение оптимума голоцена, так и после рубежа атлантического и суббореального периодов в связи с похолоданием (и увлажнением) климата. В северной части рассматриваемой территории осолодение со временем сменилось, как предполагается, оподзоливанием, которое продолжается и в настоящее время (Почвы Новосибирской области, 1966; Уфимцева, 1974).

С реликтовым осолонцеванием—осолодением связывают элювиально-иллювиальные распределения ила, валовых SiO_2 , R_2O_3 и RO в профиле основных почв подтайги (светло-серых, черноземов, лугово-черноземных). Исследователи (Кузнецов, 1949; Градобоев и др., 1960; Уфимцева, 1974), распространяющие это явление и на южнотаежную подзону, считают, что соответствующие реликтовые признаки характерны также для дерново-подзолистых, болотно-подзолистых и дерново-глеевых почв.

2. Реликтовое оподзоливание. Диагностируется в выщелоченных черноземах и лугово-черноземных почвах подтайги, формирующихся на приречных дренированных плато, по небольшому обеднению валовыми R_2O_3 и MgO нижней части горизонта A1 (Горшенин, 1955; Зайцева, 1970; Гаджиев и др., 1977). Полагают, что возможный эволюционный ряд почв следующий: дерново-слабоподзолистые → темно-серые оподзоленные → черноземы оподзоленные → черноземы выщелоченные. Причины подобной проградации не указываются.

3. Второй гумусовый горизонт. Этот феномен многократно описан в литературе, поэтому мы не будем на нем детально останавливаться. Отметим, что существуют три гипотезы происхождения второго гумусового горизонта: 1) "обсыхание" почв лугового ряда в результате усиления дренированности территории, без изменения климата; 2) деградация и оподзоливание темноцветных степных—лесостепных почв оптимума голоцена (наиболее распространенная гипотеза); 3) современное иллювирующее гумуса. В литературе обсуждаются главным образом две последние гипотезы. Следует подчеркнуть, что второй гумусовый горизонт считают

присущим только почвам южнотаежной подзоны. В подтайге он описан только для дерново-подзолистых почв, заходящих сюда с севера. Между тем с точки зрения происхождения этого горизонта в субгимидных условиях оптимума голоцена подобное локализованное его распространение в подтайге не находит объяснения. Если подтаежная зона также испытала заметные климатические изменения в "оптимуме", то это должно было оставить след в различных компонентах почвенного покрова, а не только в одном из них.

4. Реликты палеогидроморфизма. С этой точки зрения обсуждается главным образом проблема генезиса лесостепных черноземов и лугово-черноземных почв Западной Сибири (Гаджиев и др., 1977). Причиной подобной эволюции считают усиление дренированности территории на протяжении голоцена в связи с развитием гидрографической сети и рельефа. Явления бывшего гидроморфизма в лесостепных районах с остаточным засолением пород и минерализованными почвенно-грунтовыми водами, несомненно, тесно связаны с явлениями осолонцевания—осолодения.

Приведенный краткий обзор показывает, насколько сложной и пространственно дифференцированной представляется картина возможной эволюции почв рассматриваемой территории на протяжении голоцена. Сложность заключается в предполагаемом переплетении трех эволюционных линий развития почв, обусловленных изменением во времени трех факторов почвообразования: климата, рельефа и связанных с ними почвенно-грунтовых вод, их глубины и состава.

Луговые Са-гумусовые почвы подтайги

Локальные условия местообитания. На выровненном заболоченном водоразделе подтаежной подзоны были детально изучены два разреза — на повышении и в небольшом понижении микро-рельефа. Один из разрезов описан в катене, которая дает представление о распределении почв на плоских водоразделах подтайги (рис. 19).

На наиболее повышенных позициях распространены луговые Са-гумусовые почвы. На склоне к заторфованной депрессии наблюдается постепенное оторфянение верхнего горизонта этих почв, усиление в них оглеения и вторичное окарбоначивание от почвенно-грунтовых вод. Ширина полосы этих почв, переходных от луговых Са-гумусовых к болотным низинным торфянисто-глеевым, определяется степенью выположенности склона. Затем, по направлению в глубь болота, начинают преобладать болотные низинные торфянисто- и торфяно-глеевые почвы. В них почти неразложившийся торф лежит на достаточно мощном (40–60 см) темно-сером и сером гумусовом горизонте. Трудно представить формирование подобных гумусовых горизонтов в болотном ландшафте. Поэтому можно полагать, что до горизонтального разрастания болота здесь формировались луговые Са-гумусовые почвы, в настоящее время заторфовывающиеся. Еще дальше в глубь болота распространены торфяно-гумусовые почвы.

Еще дальше в глубь болота распространены низинные, а затем и переходные торфяники, торфяная залежь которых подстилается сизо-голубой карбонатной глиной и не имеет признаков субазального почвообразования. Болото, изученное в катене, сильно обводнено, включая и полосу с оторфя-

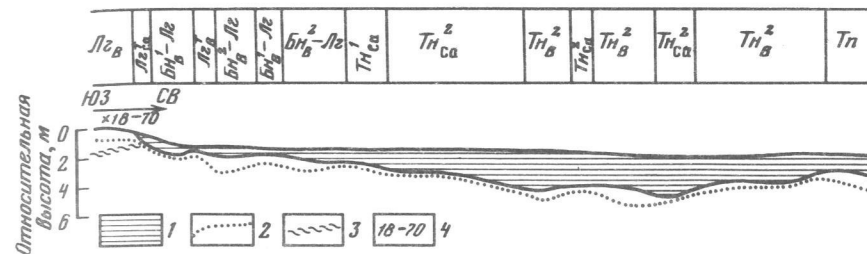


Рис. 19. Катена Юрково

Почвы: $Л_{Гв}^I$ — луговые Са-гумусовые выщелоченные; $Л_{Са}^I$ — луговые Са-гумусовые оторфованные вторично-карбонатные; $Бн_1^I$ - $Л_{Г}^I$ — болотные низинные торфянисто-гумусовые выщелоченные с мощным гумусовым горизонтом; $Л_{Г}^{II}$ — луговые Са-гумусовые выщелоченные оторфованные; $Бн_2^{II}$ - $Л_{Г}^{II}$ — болотные низинные торфяно-гумусовые выщелоченные с мощным гумусовым горизонтом; $Тн_1^{III}$ — торфяники низинные среднемошные на карбонатной глин; $Тн_{Са}^{III}$ — торфяники низинные среднемошные на карбонатной глин; $Тн_2^{III}$ — торфяники низинные среднемошные на выщелоченной глин; $Тп$ — торфяники переходные, среднемошные на выщелоченной глин.

1 — торф; 2 — линия вскипания от HCl; 3 — почвенно-грунтовые воды; 4 — разрез

нелыми луговыми Са-гумусовыми почвами. Воды пресные жесткие (см. табл. 26). Однако граница вскипания фиксируется на разной глубине в разных частях болота. Периферическая полоса (оторфяненные луговые Са-гумусовые и болотные низинные почвы с мощными гумусовыми горизонтами) характеризуется значительным непостоянством границы вскипания, но в общем она всегда опущена по сравнению с центральной частью болота. Наблюдается вторичное окарбоначивание всей лежащей над границей вскипания почвенной толщи (0,1–0,2% CO₂). В центральной части болота граница вскипания достаточно стабильна, она располагается на 10–20 см ниже контакта торфяной залежи и подстилающей глины. Но и здесь есть исключения, связанные, по-видимому, с особенностями миграции внутризалежной воды (см. рис. 19).

Таким образом, даже краткий анализ распределения почв в катене дает представление о неустойчивости экологических условий периферии болота и, очевидно, прилегающей к ней части водораздела. Состояние неустойчивости вызвано вертикальным и горизонтальным ростом болота, что реализуется в почвах вначале усилением гидроморфизма, а затем эволюцией лугового Са-гумусового почвообразования в органогенно-глеевое. Основным фактором подобной эволюции являются поднимающиеся к поверхности жесткие почвенно-грунтовые воды. Поскольку плоские водоразделы подтайги изобилуют торфяными болотами, экологическая ситуация, подобная описанной, по-видимому, достаточно типична и не может не оказывать влияние на генезис луговых Са-гумусовых почв.

Морфология и микроморфология. Приводим описания двух изученных почв.

Разрез 18-70. Находится в 4,2 км на северо-запад от дер. Юрково (Кольванский район Новосибирской области). Обширный плоский водораздел по левому берегу р. Шегарки, абсолютная высота 150 м. Повышение микрорельефа. Поляна (залежь) среди заболоченного осинового высокоотравного леса, луг мятликово-бобово-разнотравный.

A1 пах. 0–10 см. Почти черный, глинистый, зернисто-порошистый, уплотненный, увлажненный, много живых корней. Переход постепенный.

A1 10–40 см. Почти черный, глинистый, порошисто-зернистый, менее уплотненный, увлажненный, много корней. Переход постепенный.

Микроморфология: темный серо-бурый, агрегированный, основная порозность межагрегатная. Плазма – глинисто-гумусовая, изотропная, скоагулирована в сгустки, равномерно распределенные внутри педов. В некоторых педях наблюдается концентрация глинисто-гумусовой плазмы по периферии. Конкреций мало. Преобладают конкреции рыхлого сложения, черно-бурого цвета.

AB1 40–55 см. Сходен с предыдущим, но еще чернее (с синеватым оттенком). Отдельные линзы лежащие ниже бурого перерывного горизонта. Глина зернисто-мелкоореховатая, влажная, корней значительной меньше. Переход ясный неровный.

Микроморфология: мозаичный по окраске – от серо-бурой до светло-бурой, хорошо агрегированный, агрегаты более крупные, внутриагрегатная порозность невысокая. Выделяются три вида микроучастков: 1) аналогичные по строению горизонту A1p; 2) серовато-бурые, слабо окрашенные гумусом, глинистая плазма в них анизотропна, чешуйчатого строения; 3) светло-бурые, глинистая плазма анизотропна, струйчатого строения, много натечных образований по порам. Встречаются редкие глинисто-железистые округлые конкреции красновато-бурого цвета с четкими краями. Много углистых частиц, растительных остатков немного.

B1 55–85 (100) см. Бурая глина с примазками и пятнами черного перерывного гумуса, мелкоореховатый, по граням – глинисто-гумусовые темные пленки, несколько вязкий, сильновлажный, довольно плотный. Переход постепенный, неровный.

Микроморфология: бурый, равномерной окраски, оструктуренный. Внутрипедная порозность высокая. Глинистая плазма анизотропна, чешуйчато-струйчатого строения. На гранях педов и по стенкам пор тонкие простого строения глинистые кутаны. По краям некоторых педов концентрации глинистой плазмы в результате ее подтягивания из внутренних частей педов. В основной массе встречаются обломки глинистых кутан. Конкреции мелкие, бурые, неравномерно распределены по шлифу, количество их несколько выше, чем в верхних горизонтах, углистых частиц много. Растительных остатков нет.

Вса 85 (100)–130 см. Светло-бурая глина, неясно мелкоореховатая, почти сырая. Вскипает, граница вскипания варьирует в пределах 15 см. Отдельные черные земляные пятна. Живых корней нет. Переход ясный.

Микроморфология: желто-бурый, агрегированный, глинистая плазма пропитана микрозернистым кальцитом, коагуляция в ооиды выражена нечетко. Имеются небольшие глинистые кутаны, пропитанные карбонатами. Карбонаты образуют единичные ореолы вокруг пор. Очень редкие Fe-стяжения, много углистых частиц.

Сса 130–150 см (дно). Та же глина, мокрая. Почвенно-грунтовые воды на глубине ~ 1,7 м.

Микроморфология: похож на предыдущий. Отмечаются более частые выделения микрозернистого кальцита вокруг пор. Глинистые кутаны также пропитаны карбонатами, особенно те, которые образованы на гранях педов, много углистых частиц, но меньше, чем в верхних горизонтах.

Разрез 16-70. Тот же регион, вблизи с. Каурушка. Очень пологий западный склон водораздела, абсолютная высота 140 м. Осиновые перелески, приуроченные к очень небольшим понижениям рельефа, чередуются с пашней на более повышенных участках. Разрез заложен в понижении. Разреженный осиновый лес с обильным подростом осины. Высокоотравно-снытевый напочвенный покров, в его составе – реброплодник, володушка, василисник, борщевик, бор, перловник, морковник, купальница, мышиный горошек.

A0 0–2 см. Рыхлый лиственный опад с небольшим количеством мелкозема, увлажненный. Переход ясный.

A1 2–8 см. Темно-серый, почти черный, глинистый, зернисто-порошистый, увлажненный, густо пронизан корнями, рыхлый. Переход постепенный.

Микроморфология: неоднородно окрашен: на темном серо-буром фоне выделяются более светлые микроучастки. Хорошо оструктуренный. Педы округлой формы, простого строения, разделены порами-трещинами. Внутри пед глинисто-гумусовая плазма скоагулирована в округлые мелкие комочки. В более темных педях плазма изотропна, в более светлых – отдельные участки анизотропны. Зерна скелета слабо окатаны, глинистые кутаны на их поверхности отсутствуют. Частые скопления мелких капролитов, обильные растительные остатки разной степени разложившиеся.

A1 8–27 см. Того же цвета и структуры, меньше корней. Переход постепенный.

Микроморфология: неоднородности окраски выражена сильнее: основной тон темный серо-бурый, осветленные участки в большей степени, чем в горизонте A1, объединены гумусом. Горизонт рыхлого сложения, хорошо оструктуренный, по характеру оструктуренности аналогичен горизонту A1. Выделяются три вида микроучастков и педов: 1) педы и микроучастки темноокрашенные, в которых глинисто-гумусовая плазма изотропна, собрана в округлые мелкие отдельные; 2) педы и микроучастки, осветленные в результате обеднения гумусом, гумусово-глинистая плазма анизотропна, чешуйчатого строения, скоагулирована в округлые отдельные; 3) педы почти черного цвета, глинисто-гумусовая плазма изотропна, равномерно пропитывает основную массу пед. Горизонт пористый, много внутрипедных пор в основном круглой формы. Зерна скелета окатаны, пленки на их поверхности отсутствуют. Растительных остатков по-прежнему много, преобладают обугленные, кроме того, много мелких углистых частиц. Имеются единичные конкреции очень темного цвета (содержащие гумус).

A1 27–48 см. Темнее окрашен, с чуть заметным синеватым оттенком (даже синеватым), прочная мелкоореховато-зернистая структура, увлажненный, глинистый, корней значительно меньше. Переход ясный неровный.

Микроморфология: неоднородно окрашенный, окраска варьирует от серо-бурой до светло-бурой. Общая прогумусированность гораздо меньше, чем в верхних горизонтах. Горизонт рыхлого сложения, хорошо оструктуренный, педы более крупные, неправильной формы. Плазма анизотропна, в более прогумусированных микроучастках имеет чешуйчатое строение, в осветленных – крупночешуйчатое, волокнистое, вокругскелетное строение. Горизонт пористый, поры разного размера и формы. На стенках пор единичные скорлуповатые кутаны глинисто-гумусового состава. Много конкреций разного размера, округлые и неправильной формы плотные и рыхлые, черно-бурые, красновато-бурые и бурые, концентрического и плотного строения. Обильные мелкие углистые частицы. Характер скелета тот же.

A1B1 48–68 см. Неравномерно окрашенный: на буром фоне черные гумусовые пятна разного размера, агрегаты покрыты гумусово-глинистыми пленками, явно иллювиальными. Черные пятна – разложение корневого опада и явная перерывность. Глинистый, нечеткая мелкоореховатая структура, влажный. Живых корней немного. Переход постепенный.

Микроморфология: неоднородно окрашенный: преобладает буроокрашенная масса, на фоне которой выделяются в разной степени прогумусированные микроучастки. Горизонт агрегированный, агрегаты простого строения, неправильной формы, разделенные тонкими порами-трещинами, характерна высокая внутриагрегатная порозность. Глинистая плазма анизотропна, чешуйчатого строения, реже волокнистого. Вокруг крупных минеральных зерен и конкреций глинистые пленки обладают высоким двупреломлением. На стенках внутриагрегатных пор и на гранях педов образованы глинистые кутаны, обогащенные гумусом, скорлуповатого строения. По краям агрегатов – концентрация глинистой плазмы, подтянутой из их внутренних частей. Много бурых конкреций округлой формы, некоторые из них имеют концентрическое строение. По-прежнему много углистых частиц.

B1 68–95 см. Та же глина, но черных пятен значительно меньше. Корней почти нет.

Микроморфология: светло-бурый, оструктуренный. Педы крупные, неправильной формы. Глинистая плазма анизотропна, разного строения: чешуйчатая,

решетчатая, струйчатая. Внутриагрегатная порозность значительная. Педы крупные, правильной и овальной формы. На стенках пор тонкие неслоистые глинистые кутаны. Редкие обломки глинистых кутан видны среди основной массы. Много округлых красновато-бурых и черно-бурых конкреций неплотного или концентрического строения. Есть микроучастки, пропитанные гидроокислами. С этого горизонта увеличивается содержание песчано-крупнопылеватой фракции. Скелетные зерна неокатанные, угловатые, без глинистых одежд. Углистых частиц немного, они более мелкие, чем в лежащем выше горизонте.

Всagl 95–123 см. Бурая глина с отдельными сизоватыми участками и небольшим количеством белесых карбонатных выцветов, линия вскипания довольно ровная, мелкоореховатый, но структура нечеткая из-за сильной влажности, плотный. Переход постепенный.

Микроморфология: светло-бурый, оструктуренный, порозность низкая, внутрпедная масса скоагулирована в ооидные отдельности. Плазма пропитана карбонатами, карбонаты образуют скопление мелкозернистого кальцита внутри основной массы. Редкие глинистые кутаны пропитаны карбонатами. Небольшое количество углистых частиц. В этом горизонте содержание крупного скелета еще больше увеличивается, минеральные зерна угловатые и неокатанные.

ВССagl 123–153 см. Глина неясно пятнистой окраски: на буром фоне сизоватые и рыжеватые пятная оглеения. Сырая, структура мелкоореховатая, неясная. Отдельные черные гумусовые пятна (перерыв).

Сса g 153–170 см (дно). Та же глина, сизо-ржавая, почти мокрая. Набирается вода. Почвенно-грунтовые воды на глубине ~ 190–200 см.

Микроморфология (последних двух горизонтов): очень близка микроморфологии горизонта Всagl.

Оба профиля очень сходны по основным макро- и микроморфологическим признакам (рис. 20). Это проявляется прежде всего в наличии темноокрашенного муллевого горизонта (A1) мощностью 40–50 см и значительной мощности прогумусированной толщи A + AB (55–70 см). В ее нижней части фиксируется потемнение окраски, которое выражено по вертикали на 15–20 см в горизонтах A1₃ или A1B1. Далее очень важным общим признаком является глубокая выщелоченность от карбонатов – 85–100 см, наблюдающаяся в системе горизонтов A–AB–B1, несмотря на тяжелый механический состав.

В бескарбонатном горизонте B1 развиты обильные темные гумусоглинистые кутаны, встречаются они и ниже, где пропитаны кальцитом. По-видимому, сначала были сформированы кутаны, а новообразование по ним кальцита является вторичным. Об этом же свидетельствует в общем незначительное число выделений кальцита по стенкам некоторых пор.

Почвенно-грунтовые жесткие воды залегают в обоих разрезах на сходной глубине – 1,7–2,0 м. Характерно присутствие Fe-Mn-гумусовых конкреций, максимум которых приурочен к средней части профиля (горизонты AB1 и B1).

Следует отметить также особенности проявления оглеения в обеих почвах. Оно четко выражено в почве микропонижения и практически совсем не проявляется в нижних горизонтах почвы микроповышения, несмотря на их сильное переувлажнение. Возможно, это различие связано с более стабильным положением почвенно-грунтовых вод в микропонижении и поэтому с более застойным их характером.

В распределении живых корней по разрезам наблюдается следующая закономерность. Их максимум сосредоточен в верхнем слое мощностью

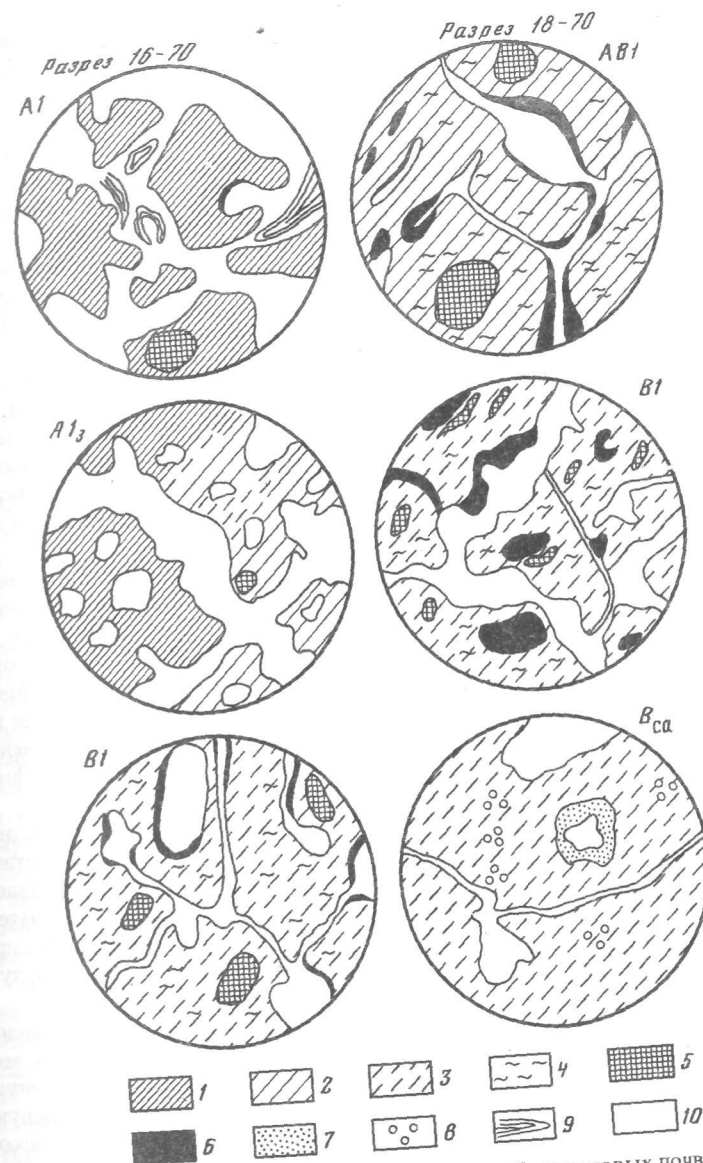


Рис. 20. Микроморфологическое строение луговых Са-гумусовых почв подтайги
1 – общая масса гумусирования; 2 – то же, слабогумусированная; 3 – то же, негумусированная; 4 – углистые частицы; 5 – конкреции; 6 – глинистые натеки; 7 – скопления CaCO_3 ; 8 – участки с ооидным строением общей массы; 9 – растительные остатки; 10 – поры

30–40 см, ниже, до глубины 50–55 см, их количество резко убывает, и глубже они единичны. Но нижние горизонты еще содержат отдельные корневые остатки и углистые частицы.

Следует отметить сильную перерывность почв до глубины более 150 см. Подобная высокая активность землероев не соответствует современному термическому режиму этих почв – глубокому промерзанию и слабому прогреванию нижних горизонтов. Поэтому, вероятнее всего, перерывность в нижней части профиля следует относить к одному из предшествующих этапов развития этих почв с более благоприятным термическим режимом. По сравнению с основными диагностическими показателями, принятыми для почв лугового типа в "Классификации и диагностике почв СССР" (1977), особенности изучаемых почв сводятся к следующим.

1. Потемнение в нижней части гумусированной толщи. Подобное явление часто фиксируется в солонцевато-осолоделых лугово-степных и луговых почвах, в которых оно связано с небольшим иллювинованием темнокрашенного гумусо-глинистого материала на эту глубину. Однако в изучаемых почвах потемнение выражено в толще, имеющей по макро- и микроморфологии черты элювиально-гумусо-аккумулятивные, но не иллювиальные.

2. Глубокая выщелоченность от карбонатов, захватывающая горизонты A1, AB и B1. Для луговых почв тяжелого механического состава типичным считается вскипание в пределах горизонта AB. Следует отметить, что для подтайги Западной Сибири глубокая выщелоченность некоторых луговых почв отмечалась и ранее (Почвы Новосибирской области, 1966; Зайцева, 1970). Наличие подобного признака в гидрогенных почвах естественнее всего связывать с более глубоким положением в прошлом уровня почвенно-грунтовых вод и (или) большим количеством поверхностной влаги, фильтрующейся сверху вниз по профилю.

3. Развитие глинистых натечных образований (кутан) в карбонатной нижней части профиля (горизонты Bca, BCsag1, Csa). По-видимому, кутаны формировались при отсутствии карбонатов по крайней мере в определенных микроучастках этих горизонтов (если не в целом обескарбонированных горизонтах), а затем произошло их вторичное пропитывание кальцитом. Эту особенность, как и предыдущую, можно объяснить только лучшим дренированием почв в прошлом по причинам, указанным выше.

Физико-химические свойства. Изучаемые почвы имеют слабокислую реакцию в верхней части профиля, постепенно реакция меняется на нейтральную и затем в карбонатной толще на щелочную (табл. 27). Почва на повышении (разрез 18–70) подкислена на большую глубину, в понижении (разрез 16–70) нейтрализация кислотности происходит уже в горизонте A1₃, на повышении – в нижней части горизонта B1. Поглощающий комплекс является слабонасыщенным только в верхнем горизонте мощностью 10 см. Остальная, преобладающая часть профиля насыщена основаниями. Содержание Na в поглощающем комплексе ничтожно мало и позволяет говорить об отсутствии в современных условиях явлений солонцеватости – осолодения. Об этом же свидетельствуют и данные водной вытяжки из нижних горизонтов разреза 18–70 (табл. 28).

Карбонаты в ощутимом количестве появляются только на границе вскипания (не выше), и эта глубина примерно одинакова в обеих почвах.

Однако в почве микроповышения (разрез 18–70) их количество больше и заметно увеличивается с глубиной. В почве микропонижения, напротив, содержание их меньше и с глубиной меняется незначительно. По-видимому, эти различия объясняются большим увлажнением и более активным промыванием профиля почвы в микропонижении.

Гумусовый профиль и состав гумуса. Гумусовый профиль изучаемых почв характеризуется следующими основными чертами. Маломощный слой опада (1–2 см) сменяется верхним гумусовым горизонтом мощностью 8–10 см с высоким содержанием гумуса (10–13%). В лежащем ниже горизонте A1 или A1₂ его количество также остается высоким (8–9% до глубины 27–40 см). Ниже залегает наиболее темная окрашенная часть гумусированной толщи, в которой содержание гумуса, однако, довольно резко уменьшается (вдвое и более, до 4,2–4,4%). Как уже отмечалось, по макро- и микроморфологическим показателям эта часть профиля имеет элювиально-гумусо-аккумулятивный характер. Гумус пропитывает педы целиком, его иллювинования не наблюдаются, поэтому можно полагать, что гумус этого горизонта образован на месте.

В горизонте B1 содержание гумуса вновь резко уменьшается (до 0,6–1,2%). Здесь гумусовые вещества содержатся в трех формах: иллювиальные темноокрашенные гумусо-глинистые кутаны; разлагающиеся на месте корневые остатки; углистые частицы, вероятнее всего представляющие обугленные фрагменты каких-то древних корней или углефицированные, также достаточно древние (?) гумусовые вещества. Кутаны содержат несколько больше гумуса, чем вмещающая масса (см. рис. 20). В самых нижних горизонтах профиля количество гумуса еще уменьшается, а составляющие его формы представлены в основном разлагающимися корнями и углистыми частицами. Иллювиальный гумус здесь, конечно, присутствует, но морфологически он не обнаруживается: кутаны теряют свою темную окраску.

По групповому и фракционному составу гумуса профиль изучаемых почв можно разделить на три "зоны", сменяющие одна другую сверху вниз (табл. 29).

Зона 1 представляет верхние 40 см профиля в почве на микроповышении и 27 см – в почве микропонижения. Эту часть профиля можно рассматривать как сферу активного современного гумусообразования. Она совпадает с максимумом живых корней. Здесь гумус является гуматным по соотношению $C_{гк}/C_{фк}$ на микроповышении и фульватно-гуматным – в микропонижении, что, по-видимому, отражает различие в увлажнении этих участков. В обеих почвах среди гуминовых кислот большую роль играет фракция ГК-1, но в микропонижении практически она одна и создает преобладание ГК над ФК, на микроповышении – содержание ГК-2 даже несколько превышает ГК-1. Среди фульвокислот ведущее место занимает фракция ФК-1, величина нерастворимого остатка значительна (около 60%).

Зона 2 совпадает с наиболее темным горизонтом гумусированной толщи, в котором состав гумуса в обеих почвах гуматный. Вместе с тем количество корней здесь резко уменьшается. В почве микропонижения зона 2 очень отличается от зоны 1: $C_{гк}/C_{фк}$ возрастает с 1,2 до 3,6 за счет очень значительного увеличения количества ГК-2. В почве микроповышения

Таблица 27

Свойства луговых Са-гумусовых почв подтайги*

Разрез	Генетический горизонт	Глубина, см	pH		Гумус, %	CO ₂ , %
			вод.	сол.		
18-70	A1 пах	0-10	6,2	5,9	10,2	0,03
	A1	20-30	6,2	5,5	8,2	0,05
	A1B1	40-50	6,0	5,0	4,4	0,03
	B1	60-70	6,5	5,6	1,2	0,02
	Bca	100-110	7,5	6,3	0,7	3,20
	Cca	140-150	7,6	6,3	0,7	4,39
16-70	A0	0-2	6,6	6,0	67,18**	Не опр.
	A1 ₁	2-8	5,7	5,1	13,6	0,06
	A1 ₂	8-18	6,1	5,2	9,4	0,03
	A1 ₃	30-40	6,7	5,5	4,2	0,06
	A1B1	50-60	7,0	5,8	1,4	0,05
	B1	70-80	7,5	6,3	0,60	0,04
	Bca gl	100-110	8,6	7,5	Не опр.	2,37
	BCca gl	130-140	8,5	7,5	0,44	3,39
	Ccag	160-170	8,5	7,5	0,41	2,91

* Анализы выполнены Л.И. Ивановой, Н.К. Крицкой, Н.Л. Федоровой.

** Потеря при прокаливании.

Таблица 28

Состав водной вытяжки луговой Са-гумусовой почвы подтайги (разрез 18-70) *

Глубина, см	Сухой остаток, %	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	So ₄ ²⁻
100-110	0,050	0,020	0,006	0,005
		0,68	0,16	0,10
140-150	0,040	0,022	0,004	0,003
		0,72	0,12	0,06

* В числителе — %, в знаменателе — мг-экв.

эти отличия меньше, величина $C_{гк}/C_{фк}$ увеличивается немного (до 2,6), но также за счет возрастания количества ГК-2. Разница в групповом и фракционном составе гумуса наиболее темных горизонтов в обеих почвах может быть связана с сильной нарушенностью землероями этого горизонта в почве микроповышения. Собственный гумус горизонта может оказаться "разбавленным" другим гумусом — из выше- и нижележащего горизонта. Зона 3, включающая горизонты В, ВС и С, имеет фульватный состав гумуса. Он определяется фракцией ФК-1а, в меньшей степени — ФК-1. Среди гуминовых кислот присутствует только фракция КГ-2, величина

Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы						Емкость поглощения, мг-экв/100 г почвы
Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	H ⁺	Сумма	
26,30	7,40	0,3	1,5	0,8	36,3	Не опр.
24,00	6,70	0,3	0,4	0,3	31,7	"
23,20	5,30	0,3	0,3	Нет	29,1	"
23,70	6,10	0,3	0,3	"	30,4	"
Не опр.	Не опр.	0,5	Не опр.	"	Не опр.	29,49
"	"	0,5	"	"	"	26,95
"	"	Не опр.	"	"	"	Не опр.
16,17	5,88	"	"	0,8	22,9	"
14,09	4,54	"	"	0,3	18,9	"
11,27	4,90	"	"	0,2	16,5	"
8,58	5,88	"	"	0,2	14,7	"
8,64	5,42	"	"	0,1	14,1	"
Не опр.	Не опр.	"	"	"	Не опр.	"
"	"	"	"	"	"	"
"	"	"	"	"	"	"

Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	Сумма	
			катионов	анионов
0,017	0,001	0,003	0,021	0,031
0,84	0,06	0,16	1,06	0,94
0,014	0,002	0,005	0,021	0,029
0,72	0,16	0,22	1,10	0,90

нерастворимого остатка очень большая. По-видимому, две последние составляющие гумуса обеспечиваются разлагающимися корневыми остатками и углистыми частицами.

Таким образом, наблюдается отчетливое фракционирование гумусовых веществ в почвенной толще. В сфере активного современного гумусообразования присутствуют ГК-1 и ГК-2 в разном соотношении и ФК-1. В лежащем ниже наиболее темноокрашенном горизонте содержатся главным образом гуминовые кислоты, всегда с существенным преобладанием фракции ГК-2. В иллювиальных горизонтах преобладают фульвокислоты,

Таблица 29

Групповой состав гумуса луговых Са-гумусовых почв подтайги*

Разрез	Генетический горизонт	Глубина, см	С		Гуминовые	
			в почве, %	в вытяжке $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 + \text{NaOH}$	извлекаемые смесью $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 + \text{NaOH}$	свободные и связанные с R_2O_3 (Фр. 1)
18-70	A1пах	0-10	6,04	2,51	1,65	0,69
				41,56	27,32	11,42
	A1	20-30	4,30	2,00	1,34	0,58
				46,51	31,16	13,49
	A1B1	40-50	2,32	1,33	0,96	0,36
				57,33	41,38	15,52
	B1	60-70	0,63	0,26	0,09	Нет
				41,77	14,29	
	Bca	100-110	0,34	0,09	0,02	"
				26,47	5,88	
16-70	A1 ₁	2-8	6,79	2,55	1,41	
				37,56	20,77	15,02
	A1 ₂	8-18	4,69	2,04	1,12	0,59
				43,50	23,88	12,58
	A1 ₃	30-40	2,11	1,05	0,82	0,11
				49,76	38,86	5,21
	A1B1	50-60	0,70	0,24	0,10	0,01
				34,29	14,29	1,43

* В числителе — углерод фракций, % к абсолютно сухой почве; в знаменателе — углерод фракций, % к общему углероду в почве. Анализы выполнены Е.Н. Субботиной.

среди них — ФК-1а, а гуминовые кислоты представлены в небольшом количестве только фракцией ГК-2.

Неясным моментом подобного распределения состава гумуса является гуматный характер наиболее темноокрашенного горизонта и резкое преобладание в нем фракции ГК-2. Эта особенность, считающаяся характерной для выщелоченных черноземов и лугово-черноземных почв (Пономарева, Плотникова, 1980), а также описанная для некоторых луговых почв лесостепи (Самойлова, Дмитраков, 1979), не нашла пока исчерпывающего объяснения. Существуют четыре группы предположений относительно этого явления: 1) нисходящая миграция недоусредненных гуминовых кислот в условиях кислой среды в нижнюю часть гумусового горизонта, где они осаждаются избытком Са (Пономарева, Плотникова, 1980); 2) также нисходящая миграция гуматов, но в условиях щелочной среды, в связи с пептизацией (Александрова, 1944; Кауричев, Панов, 1957; Кононова, 1963); 3) гидрогенная аккумуляция Са в зоне испарения капилляр-

кислоты	Фульвокислоты			Остаток, % от общего С	$\frac{C_{ГК}}{C_{ФК}}$
	связанные с Са (Фр. 2)	извлекаемые смесью $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 + \text{NaOH}$	извлекаемые 0,1 н. H_2SO_4 (Фр. 1а)	по разности извлекаемых 0,1 н. NaOH и 0,1 н. H_2SO_4 (Фр. 1)	
0,96	0,86	0,19	0,56	58,44	1,9
15,90	14,24	3,14	9,28		
0,76	0,66	0,16	0,48	53,49	2,0
17,67	15,35	3,72	11,16		
0,60	0,37	0,12	0,05	42,67	2,6
25,86	15,95	5,17	2,15		
0,09	0,17	0,09	0,06	58,73	0,5
14,29	26,98	14,29	9,52		
0,02	0,07	0,06	0,04	73,53	0,3
5,88	20,59	17,65	11,76		
0,39	1,14	0,34	0,80	62,44	1,2
3,98	16,79	5,00	11,79		
0,53	0,92	0,26	0,43	56,50	1,2
9,17	19,62	5,54	9,17		
0,71	0,23	0,11	0,09	50,24	3,6
33,65	10,90	5,21	4,27		
0,09	0,14	0,10	Нет	65,71	0,7
12,86	20,00	14,29			

ной каймы почвенно-грунтовых вод в нижней части гумусового горизонта, избыток здесь Са и в связи с этим наилучшие в профиле условия для формирования фракции ГК-2 (Самойлова, Дмитраков, 1979); 4) разновозрастность гумусового профиля по глубине: более древний возраст его нижней части и поэтому Са-гуматный и молодой — верхней (там же).

Для изучаемых почв эти предположения не являются альтернативными, если учитывать возможную голоценовую историю этих почв, не исключая некоторой исходной засоленности почвообразующих пород и слабокислой среды на современном этапе почвообразования. Удревнение же возраста гумуса с глубиной выявлено сейчас для всех почв, не имеющих признаков гумусо-иллювиального процесса. Что касается роли капиллярной каймы почвенно-грунтовых вод в формировании Са-гуматной нижней части гумусового горизонта, то подобные условия вряд ли могли иметь место в изучаемом случае. При современной глубине почвенно-грунтовых вод нижняя часть гумусового горизонта отделена от толщи, обогащенной

Таблица 30
Механический состав луговых Са-гумусовых почв подтайги*

Разрез	Генетический горизонт	Глубина, см	Гигроскопическая влага, %	Потери от обработки HCl, %	Размер
					1,0—0,25
18—70	Апах.	0—10	3,01	10	Нет
	А1	20—30	3,07	9	"
	А1В1	40—50	3,15	4	"
	В1	60—70	3,27	6	"
	Вса	100—110	4,21	Не опр.	"
Сса	140—150	3,83	"		
16-70	А1 ₁	2—8	4,27	"	"
	А1 ₂	8—18	3,82	"	"
	А1 ₃	30—40	3,16	"	"
	А1В1	50—60	3,11	"	"
	В1	70—80	2,60	"	"
	Всаг1	100—110	2,94	"	"
	ВСаг1	130—140	3,02	"	"
	Ссаг	160—170	2,76	"	"

* Анализы выполнены Ю.М. Колобаевой.

* Анализы выполнены Ю.М. Колобаевой.

бикарбонатом Са, достаточно мощной выщелоченной толщей. Глубина же почвенно-грунтовых вод в прошлом могла быть не выше, а скорее, ниже современной, как это следует из описания местообитания изучаемых почв.

Исходя из этого, можно полагать, что потемнение и Са-гуматный состав гумуса в нижней части гумусового горизонта могут быть связаны с предшествующим лугово-степным (лугово-черноземным?) этапом почвообразования. На этом этапе весь гумусовый горизонт имел Са-гуматный состав. Затем экологические условия изменились в сторону большего увлажнения. Возможно, что вначале имело место увеличение атмосферного увлажнения на рубеже АТ/ВБ (по палеогеографическим данным). Затем, вероятно в последнее тысячелетие, поднялся уровень почвенно-грунтовых вод в связи с ростом близлежащих торфяных болот. Так возникло и стало нарастать и грунтовое увлажнение. Лугово-степные почвы стали постепенно эволюционировать в луговые. Верхняя часть их гумусового горизонта трансформировалась под влиянием более молодых и подвижных гумусовых соединений, нижняя — сохранила черты лугово-степного гумусообразования. Возможно, что сохранности последней способствовало и сокращение мощности наиболее активной корнеобитаемой зоны, так как увеличение увлажнения профиля должно было вызвать соответствующее уменьшение прогревания почвенной толщи.

Механический и валовой химический состав мелкозема. Обе изучаемые почвы имеют глинистый механический состав (табл. 30). Разрез 18—70 на микроповышении — более тяжелый, среднеглинистый, в нем наблюдается достаточно отчетливое перераспределение илистой фракции по профилю. Элювиальными по этому признаку являются горизонты А1пах и А1, элювиально-иллювиальным — А1В1, иллювиальными — все лежащие ниже горизонты; иллювиальный максимум ила не

частиц, мм; содержание фракций, %						
	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001	< 0,01
8		26	22	20	14	56
6		25	23	18	19	60
7		21	18	17	33	68
2		26	15	9	42	66
9		25	5	20	41	66
12		27	6	15	40	61
17		28	12	16	27	55
18		25	12	17	28	57
17		23	12	17	31	60
17		22	10	14	37	61
25		21	10	14	31	55
22		27	8	15	28	51
21		25	10	13	31	54
20		21	12	17	30	59

выражен. В разрезе 16-70 на микропонижении тенденция в распределении илистой фракции та же, но относительное обеднение илом верхних горизонтов А1 выражено в небольшой степени, формируется слабо проявляющийся максимум содержания ила в горизонте АВ.

По валовому химическому составу мелкозема обе изучаемые почвы дифференцированы слабо (табл. 31). Выявляется небольшая элювиально-иллювиальная дифференциация по SiO₂ и Al₂O₃, некоторое биогенное накопление СаО, MgO, K₂O и MnO в верхней части гумусового горизонта, увеличение содержания MgO в нижних горизонтах. Наиболее темноокрашенный горизонт по содержанию SiO₂, Al₂O₃ и ила является элювиальным в почве макропонижения и элювиально-иллювиальным — в почве микроповышения.

Химический и минералогический состав илистых фракций¹. Минералогический и химический состав ила имеет много общего в обоих изученных разрезах (табл. 32 и 33).

¹ Илистые фракции выделялись по методике Н.И. Горбунова (Методы исследования..., 1975). Суспензии коагулировали СаCl₂. Подготовка препаратов для рентгеновской съемки и количественное определение содержания основных групп глинистых минералов проводились по методике Э.А. Корнблюма с соавторами (1972а) с некоторыми модификациями: при оценке интенсивностей отражений вводилась поправка на ZP-фактор (Порай-Кошид, 1960) и количество илистых минералов оценивалось по содержанию K₂O в валовом химическом составе илистых фракций, исходя из предположения, что количество K₂O в иллитх составляет 10%. Общие рефлексы регистрировали по методике Рич (Rich, 1957) и Г.А. Кринари (1975). Рентгеновскую съемку проводили на приборе ДРОН-2 и Cu Kα-излучением с фильтрованием Ni. Термический анализ проводили на венгерском дерифатографе системы Падик, Паулик, Эрден.

Таблица 31

Валовой химический состав луговых Са-гумусовых почв подтайги, % на прокаленную почву*

Разрез	Генетический горизонт	Глубина, см	Потеря при прокаливании	SiO ₂	Al ₂ O ₃
18-70	Alпах.	0-10	19,65	68,62	14,46
	A1	20-30	14,93	70,44	14,17
	A1B1	40-50	10,12	69,37	15,05
	B1	60-70	8,18	67,41	16,26
	Bca	100-110	9,35	70,19	14,66
	Cca	140-150	10,11	70,04	15,28
16-70	A0	0-2	25,54	70,76	12,59
	A1 ₁	2-8	22,85	71,03	13,55
	A1 ₂	8-18	17,51	71,19	14,26
	A1 ₃	30-40	10,69	71,71	13,80
	A1B1	50-60	9,24	69,53	15,59
	B1	70-80	7,39	72,51	13,83
	Bcagl	100-110	8,83	71,97	13,08
	BCcagl	130-140	10,42	70,45	14,93
	Ccag	160-170	10,82	69,14	14,83

* Анализы выполнены Д.Г. Левитан.

Таблица 32

Валовой химический состав илистых фракций луговых Са-гумусовых почв подтайги, % на прокаленную почву*

Разрез	Генетический горизонт	Глубина, см	Потеря при прокаливании, %	SiO ₂	Fe ₂ O ₃
18-70	Alпах	0-10	22,22	53,75	10,79
	A1	20-30	25,21	53,45	11,19
	A1B1	40-50	21,49	53,15	10,17
	B1	60-70	17,48	53,43	11,09
	Bca	100-110	17,55	54,10	10,49
	Cca	140-150	17,91	56,47	10,65
16-70	A1 ₁	2-8	27,12	57,65	11,06
	A1 ₂	8-18	25,75	55,43	9,04
	A1 ₃	30-40	20,94	59,23	9,85
	A1B1	50-60	17,94	56,26	10,28
	B1	70-80	16,96	54,63	11,96
	Bcagl	100-110	20,51	57,55	9,88
	BCcagl	130-140	16,94	53,82	10,82
	Ccag	160-170	16,46	54,89	10,95

* Анализы выполнены Т.А. Востоковой и Т.В. Галямовой.

	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	MnO	Сумма
	5,59	0,92	2,16	2,62	2,72	0,16	97,26
	5,62	0,96	1,74	1,70	2,44	0,15	97,23
	5,74	0,94	1,51	2,41	2,42	0,13	97,57
	6,41	0,90	1,48	3,09	2,37	0,08	97,99
	5,43	0,82	1,22	2,89	2,38	0,05	97,59
	5,56	0,83	1,23	3,08	2,42	0,03	98,36
	4,93	Не опр.	3,76	1,23	Не опр.	Не опр.	93,27
	4,18	"	3,02	1,27	"	"	93,05
	3,91	"	2,76	1,15	"	"	93,27
	4,50	"	2,49	1,17	"	"	93,67
	4,72	"	2,37	1,19	"	"	93,40
	5,02	"	2,15	1,30	"	"	94,81
	4,79	"	2,37	1,26	"	"	93,47
	5,24	"	2,13	1,66	"	"	94,41
	5,02	"	2,76	1,81	"	"	93,56

	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	Сумма
	24,90	3,07	3,37	0,14	3,43	0,29	99,74
	26,27	3,18	3,44	0,14	3,11	0,34	101,12
	25,04	2,41	3,28	0,12	3,14	0,41	97,72
	25,58	1,98	3,33	0,11	3,21	0,35	100,08
	22,63	3,17	3,64	0,09	3,45	0,73	98,60
	18,36	1,32	3,66	0,10	3,20	0,56	94,32
	20,72	2,91	3,44	0,12	3,38	0,44	99,72
	23,67	2,78	3,30	0,12	2,93	0,36	97,63
	22,07	2,25	3,59	0,10	3,09	0,37	100,55
	23,81	3,27	3,24	0,09	2,81	0,39	100,15
	25,59	3,27	3,67	0,12	2,50	0,36	102,10
	22,44	2,37	3,57	0,09	2,85	0,38	99,13
	23,97	3,96	3,66	0,10	2,95	0,38	99,66
	24,23	3,16	3,74	0,09	2,97	0,50	100,53

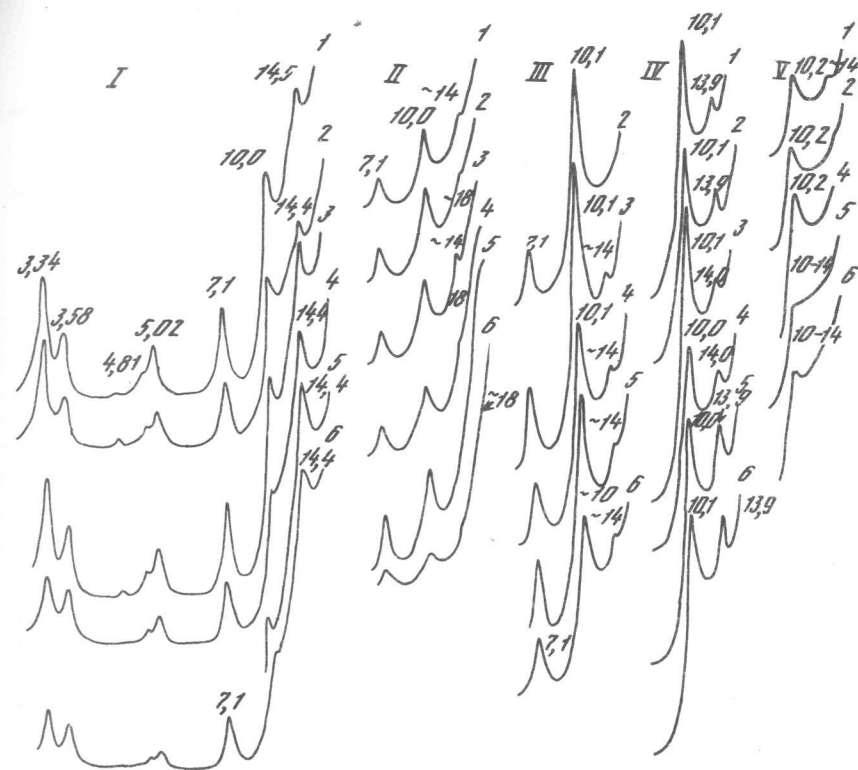
Таблица 33

Содержание основных групп глинистых минералов в илстой фракции и отношение интенсивности рефлексов I и II порядка иллитов*

Разрез	Генетический горизонт	Глубина, см	Каолинит+ хлорит	Иллит	Лабильные силикаты	I_{001}/I_{002} иллитов
16-70	A1 ₁	2-8	26	34	40	3,8
			7	9	11	
	A1 ₂	8-18	27	29	44	3,8
			8	8	12	
	A1 ₃	30-40	26	31	43	3,8
			8	9	13	
	A1B1	50-60	27	28	45	4,0
			10	10	17	
18-70	B1	70-80	32	25	43	$\frac{3}{7}$
			10	8	13	
	Bcagl	100-110	31	29	40	$\frac{3}{3}$
			9	8	11	
	Bcagl	130-140	35	30	35	3,7
			11	9	11	
	Ccag	160-170	34	30	36	3,3
			10	9	11	
	A1 пак	0-10	Не обн.	$\frac{34}{5}$	Не обн.	3,7
	A1	20-30	27	31	42	4,0
			5	6	8	
	A1B1	40-50	29	31	40	3,9
			10	10	13	
	B1	60-70	30	32	38	4,0
			12	13	15	
	Bca	100-110	35	35	30	3,9
			14	14	12	
	Cca	140-150	33	32	35	4,8
			13	13	14	

* В числителе — % от суммы трех компонентов, в знаменателе — % от почвы (с учетом содержания ила).

В составе илстых фракций преобладают 2:1 силикаты, представленные иллитами и лабильными структурами. Иллиты относятся к полиморфной модификации 1М, что подтверждается наличием отражения 3,70 Å при регистрации небазальных рефлексов, и характеризуются диоктаэдрическим характером заполнения октаэдрических позиций. Отношение интенсивностей рефлексов I и II порядка иллитов имеет значение около 4 (см. табл. 33). Это позволяет характеризовать состав октаэдрического слоя прибли-



с лежащими ниже горизонтами. В обоих разрезах отношение интенсивностей рефлексов I и II порядка иллитовых минералов по профилю меняется незначительно и незакономерно, что свидетельствует о слабом изменении состава октаэдрического слоя иллитов в ходе почвообразования.

Количество лабильных силикатов в иллитовой фракции, представленных главным образом смектитовым компонентом в смешаннослойных иллит-смектитовых структурах, во всех исследованных разрезах постепенно уменьшается — от 40–58% в верхней части профиля до 35–42% в нижних горизонтах. На этом фоне самые верхние горизонты мощностью ~ 10 см несколько обеднены лабильными силикатами по сравнению с лежащими ниже. В пересчете на почвенную массу в целом с учетом содержания ила наибольшее количество лабильных структур оказывается приуроченным к средней части профиля (A1B1 и B1 в разрезе 18–70; A1з, A1B1 и B1 в разрезе 16–70). В верхних горизонтах количество лабильных минералов в почве в целом уменьшается из-за более низкого содержания ила, а в нижних — вследствие уменьшения содержания самих лабильных силикатов в составе иллитовой фракции.

В обоих профилях с глубиной возрастает дисперсность глинистого материала в составе иллитовой фракции, о чем свидетельствует увеличение вниз по профилю величин потери веса иллитовыми фракциями при нагревании в низкотемпературном интервале (20–250°) без соответствующего увеличения в том же направлении количества лабильных структур в составе иллитовой фракции (см. табл. 32, 33).

В горизонтах Bcag1 и BCsa gl разреза 16–70, находящихся на глубине 100–140 см, наблюдаются слабые признаки супердисперсности лабильных силикатов. В разрезе 18–70 эти признаки практически отсутствуют. Таким образом, можно заметить, что супердисперсное состояние лабильных трехслойных минералов проявляется в почве подчиненного элемента микро-рельефа и отсутствует на его повышенных позициях.

Представленный фактический материал дает основание сделать некоторые заключения о процессах, принимающих (или принимавших) участие в изменении иллитового материала.

В верхних горизонтах исследованных почв происходит разрушение магnezальных хлоритов, что приводит к потере этих минералов из верхних горизонтов и к уменьшению содержания MgO в валовом химическом составе иллитовой фракции в верхней части профиля. Возможно, что частично хлориты в верхних горизонтах не разрушаются полностью, а переходят в лабильные структуры типа вермикулита. Трансформационные изменения хлоритов в вермикулит являются одной из причин накопления лабильных трехслойных силикатов в верхней части профиля исследованных разрезов по сравнению с лежащими ниже горизонтами.

Обоим исследованным разрезам в той или иной мере свойствен процесс лессиважа, который диагностируется по глинистым кутанам, отчетливо видимым в горизонтах AB и B. В процессе лессиважа (а может быть, и в процессе разрушения) происходит некоторая потеря самого тонкодисперсного материала из верхних горизонтов и его накопление в составе иллитовой фракции лежащих ниже горизонтов. В целом, однако, лессиваж не приводит к заметной профильной дифференциации минералогического состава иллитовой фракции по генетическим горизонтам.

Известно, что нисходящее перемещение материала в форме суспензий без дифференциации по составу, разрушение хлоритовых минералов и их превращение в вермикулит свойственны многим почвам степных и сухостепных районов (Корнблум и др., 1972а, б). В отличие от степных почв в изученных луговых почвах не наблюдается накопления гидрослюдистых минералов и заметного уменьшения содержания смектитовых структур в составе иллитовых фракций верхних горизонтов по сравнению с лежащими ниже, что связано с процессом иллитизации, наиболее интенсивно протекающим в верхних горизонтах. Это может быть объяснено следующим образом.

В степных и сухостепных почвах поступление необходимого для процесса иллитизации иона калия в почвенный раствор происходит преимущественно в самых верхних горизонтах сравнительно небольшой мощности, где сосредоточены основные источники калия — разлагающиеся растительные остатки и выветривающиеся минералы. В изученных почвах растительные остатки проникают на значительно большую глубину и нижняя часть профиля находится под влиянием грунтовых вод, в которых всегда в том или ином количестве содержится калий. Поэтому благоприятные условия для стабилизации существующих и, возможно, формирования новых слюдистых структур существуют практически во всем почвенном профиле.

Весьма интересным представляется вопрос о причинах супердисперсного состояния лабильных силикатов в луговой Са-гумусовой почве микропонижения (разрез 16–70). Поскольку в настоящее время этот профиль практически лишен обменного Na в составе почвенного поглощающего комплекса, супердисперсность глинистого материала можно рассматривать как реликтовый признак, унаследованный от предшествующих этапов почвообразования, когда почва находилась под влиянием Na-содержащих, возможно содовых, растворов. Обширный материал по составу и свойствам тонкодисперсных фракций в почвах Барабинской лесостепи разной степени засоления показывает, что не существует отчетливой корреляции между выраженностью признаков супердисперсности глинистого материала и содержанием обменного натрия в составе почвенного поглощающего комплекса современных почв (Структура, функционирование..., 1974).

Л.С. Травникова и Е.М. Самойлова (1974), изучавшие состав глинистого материала в черноземно-луговых почвах Тамбовской области, также рассматривают состояние повышенной дисперсности глинистого материала в этих почвах как реликтовый признак, возникновение которого связано с воздействием Na-содержащих растворов на ранних этапах развития почвенного профиля. Можно предполагать, что если глинистый материал однажды перешел в супердисперсное состояние под влиянием Na-содержащих растворов, он может находиться в этом состоянии достаточно долгое время.

На основании представленного материала можно высказать некоторые предположения о природе текстурной дифференциации изученных профилей. Потеря иллитовой фракции из верхних горизонтов, особенно заметная в разрезе 16–70, частично, вероятно, является реликтовым признаком, так как может быть связана с процессами осолонцевания-осолодения в прошлом. Лессиваж также может иметь место в изученных почвах. Еще одним процессом, приводящим к потере иллитовой фракции из верхних горизонтов почв, является разрушение в них хлоритовых минералов.

Предполагаемые профилеобразующие Э П П. Выяв-

ленные свойства луговых Са-гумусовых почв подтайги позволяют выделить основные элементарные почвообразовательные процессы (ЭПП), сформировавшие их профиль, составить представление о том, какие из них соответствуют существующей экологической обстановке и могут быть современными или, напротив, явно не соответствующими современным условиям и поэтому сформированными на каких-то предшествующих этапах почвообразования. Тем самым появляется возможность выявления определенной, хотя и схематичной, последовательности ЭПП во времени и реконструкции основных этапов развития изучаемых почв (рис. 23).

1. ЭПП гумусообразования. В профиле изучаемых почв выражены две группы подобных ЭПП: 1) образование на месте темноцветного муллевого гумуса и 2) миграция подвижных гумусовых веществ по профилю и, вероятно, за его пределы. Верхняя часть гумусового горизонта, несомненно, отражает характер современного процесса гумусообразования: формируется гумус с $C_{гк}/C_{фк} > 1,0$ и примерно с равным соотношением ГК-1 и ГК-2. Этот гумус преимущественно аккумулятивного типа, малоподвижный, насыщенный основаниями. Фульвокислоты составляют его небольшую часть в верхних горизонтах, но их роль заметно увеличивается в горизонтах В, что свидетельствует о миграции этой группы гумусовых веществ по профилю. В горизонтах В состав гумуса становится фульватным, преобладает фракция ФК-1а, наиболее подвижная, что позволяет рассматривать процесс миграции фульватного гумуса по профилю как современный.

Неясным остается происхождение нижней части гумусового горизонта, наиболее темноцветной, с резким преобладанием в составе гумуса фракции ГК-2. Для объяснения ее генезиса вряд ли можно предположить воздействие современного процесса осолонцевания—осолодения. В прошлом этот процесс мог иметь место (исходная засоленность почвообразующих пород), но проявился скорее всего в раннем голоцене, а именно в бореальном периоде — первой влажной эпохе голоцена после отступления ледника. Длительность бореального времени была достаточной для вымывания солей на значительную глубину, тем более что почвенно-грунтовые воды в связи с отсутствием или очаговым развитием торфяных болот должны были лежать заметно глубже, чем сейчас. В этот период могла иметь место диспергация гумусовых веществ ионом Na и иллювирирование их в горизонты АВ—В1, как это имеет место сейчас в солонцеватых и осолоделых почвах. Но в изучаемых почвах, судя по макро- и микроморфологическим признакам, не сохранились следы подобного иллювирирования, как и какие-либо физические свойства, связанные с солонцеватостью; гумус рассматриваемой части профиля имеет характер аккумулятивного, образованного на месте. Поэтому предположение о том, что его особый состав обусловлен бывшим осолонцеванием—осолодением, требует дополнительной аргументации. Это обстоятельство заставляет усомниться в приложимости гипотезы осолонцевания—осолодения к генезису темноцветного Са-гуматного горизонта изучаемых почв и рассмотреть другие возможные объяснения.

Предположение В.В. Пономаревой (Пономарева, Плотникова, 1980) о генезисе Са-гуматной нижней части гумусового горизонта в ряду почв серые лесные — выщелоченные черноземы заключается в представлении о миграции недоусредненных Са-гуматов и осаждении их на этой глубине. Это предположение находит подтверждение в лабораторном эксперименте,

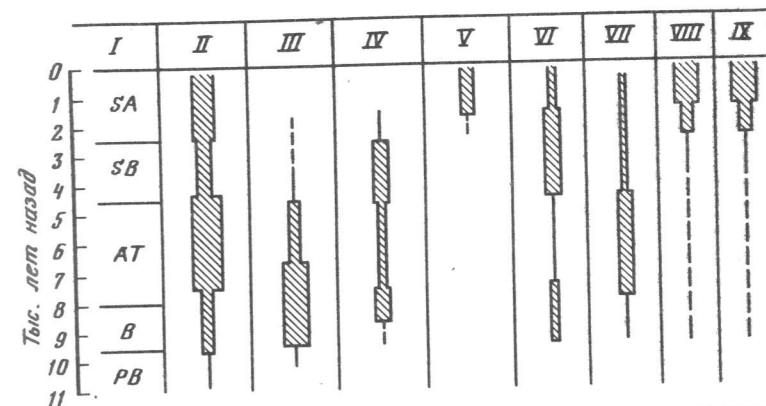


Рис. 23. Основные элементарные почвообразовательные процессы в луговых Са-гумусовых почвах подтайги

I — периоды голоцена; II — гумусо (мулле) образование; III — расслоение — осолонцевание — осолодение; IV — выщелачивание карбонатов; V — вторичное окисление; VI — элювиально-иллювиальная дифференциация, лессиваж; VII — то же, разрушение Mg-хлоритов; VIII — оглеение; IX — конкрециеобразование

но наличие подобного процесса в природной обстановке трудно проверить макро- и микроморфологически, если бы даже он и имел место: различить его признаки в темноцветной массе горизонта оказывается невозможным. Известной проверкой этого предположения могли бы явиться стационарные лизиметрические данные и радиоуглеродный возраст этой части профиля, который должен был бы быть значительно омоложенным за счет постоянного притока свежих гуминовых кислот. Но радиоуглеродные даты для почв с подобным распределением состава гумуса по профилю отсутствуют. Единичные лизиметрические наблюдения в черноземно-луговых почвах лесостепи показали, что количество иллювирированного на глубину 30–70 см углерода органического вещества очень незначительно (10–20 кг/га в год) по сравнению с углеродом, поступающим из отмерших корней на той же глубине — 100–400 кг/га в год (Бугаевский, 1972). Это в известной степени подтверждает формирование Са-гуматного гумуса на месте в этой части профиля и одновременно отрицает его преимущественно иллювиальное происхождение.

Можно высказать еще одно предположение, касающееся генезиса нижней Са-гуматной части гумусового профиля луговых Са-гумусовых почв. Возможно, что в один из предшествующих этапов развития, характеризующийся более теплой и несколько более аридной ландшафтной обстановкой (оптимум голоцена — северная половина степной зоны), сформировался целиком Са-гуматный гумусовый профиль изучаемых почв той мощности, которая наблюдается сейчас. Основная масса корней в то время распространялась на большую глубину (лучшее прогревание). Возможно, на этом же этапе проявилась и очень глубокая деятельность землероев. Почвы были близки к аналогам типичных или обыкновенных черноземов или на выполюженном рельефе — лугово-черноземных почв, близких по гумусовому состоянию к двум названным подтипам черноземов. Затем небольшое похолодание и увлажнение климата на рубеже AT—SB способствовали умень-

шению мощности активной корневой зоны и трансформации в ней состава гумуса в сторону увеличения его более подвижной части — ФК и фракции ГК-1. Нижняя часть гумусированной толщи осталась как бы законсервированной.

Современная трансформация гумусовых веществ здесь происходит, но медленно, так как корневая масса незначительна. Признаки элювиального обеднения появились, но, по-видимому, для дальнейшего развития элювиальных процессов обстановка будет складываться все более неблагоприятно: в профиле появились жесткие почвенно-грунтовые воды, которые во времени будут иметь тенденцию к поднятию. Это приведет к затуханию элювиальных процессов, гидрогенной аккумуляции ряда веществ, в частности Са, все выше в профиле. Тем самым условия для формирования Са-гуматов будут становиться все более благоприятными до того момента, когда в нижней части гумусированной толщи появится устойчивое оглеение, а с поверхности почва начнет заторфовываться. В обстановке низинного болота, по-видимому, должна произойти какая-то трансформация всей гумусированной толщи, включая и ее нижнюю Са-гуматную часть. Но направление подобной трансформации, как и ее степень, проблематичны — материалы по этому вопросу отсутствуют.

2. ЭПП рассоления—осолонцевания—осолодения. Исходная засоленность пород и современное залегание солей в небольшом количестве на глубине $> 2-4$ м (сульфаты, локально — хлориды и сода) свидетельствуют о том, что процесс рассоления участвовал в формировании профиля луговых Са-гумусовых почв. Как уже отмечалось, время его возможного проявления — бореальный период. Существенным обстоятельством является присутствие хотя бы следов солей в верхней толще почвообразующих пород на водоразделах и в минеральном ложе болот, где они зафиксированы на сравнительно небольшой глубине (Бронзов, 1936).

Таким образом, соли не были удалены слишком глубоко, как это наблюдается в южной тайге и тем более в более северных подзонах. Это свидетельствует о том, что территория современной подтайги не испытала в голоцене длительного гумидного этапа почвообразования, в ландшафтном аспекте она никогда не была частью таежной зоны. Колебания ландшафтных условий, вероятнее всего, ограничивались диапазоном подтайга — степь. Признаки сухостепного почвообразования также не отражены в профиле. Климатические условия современного периода являются, возможно, наиболее "суровыми" из всех климатических обстановок на этой территории в голоцене; исключение представляет только поздние и послеледниковые, но о ландшафтах этого времени на юге Западной Сибири известно очень мало (Хотинский, 1977).

Теперь о том, отразилось ли присутствие солей в исходной породе и последующее рассоление на каких-либо свойствах современных почв. Сам процесс рассоления, по-видимому, не оставил последствий, но из-за тяжелого механического состава почв, возникновения верховодок и сезонных возвратов солей в уже выщелоченную толщу он мог вызвать явления осолонцевания— осолодения в то время, когда соли еще были в пределах профиля или вблизи его нижней границы. В изучаемых почвах выражена элювиально-иллювиальная дифференциация по распределению ила, SiO_2 и R_2O_3 , которую можно отнести за счет осолодения лишь частично, так

как она могла и может быть следствием лессиважа, который мог активно проявиться вслед за выщелачиванием карбонатов и действовать и в современных условиях. Поэтому достаточно спорно относить элювиально-иллювиальную дифференциацию профиля только за счет былого осолодения. Физических и физико-химических признаков осолонцевания в профиле не осталось. Однако изучение глинистых минералов свидетельствует о супердисперсном состоянии смешаннослойных иллит-смектитов в горизонтах Всаг1 и ВСаг1 почвы микропонижения (разрез 16-70). Это состояние возникает только при длительном воздействии на иллит-смектитовые минералы Na-содержащих растворов.

Таким образом, можно с достаточной уверенностью говорить о том, что ЭПП осолонцевания имел место на одном из прошлых этапов почвообразования, а именно тогда, когда соли еще присутствовали вблизи нижней границы профиля. Предположительно, это была вторая половина бореального периода, может быть, первая половина атлантического периода. ЭПП осолонцевания проявлялся только в нижних горизонтах почв микропонижений и отсутствовал на микроповышениях, где, по-видимому, процесс удаления солей шел односторонне, без выраженных возвратных явлений. Подобная "микрореография" ЭПП осолонцевания свидетельствует о том, что существовавшая в то время ландшафтная обстановка напоминала современную лесостепь—степь.

3. ЭПП выщелачивания карбонатов. Этот процесс шел в профиле почв достаточно активно. Климатические условия, близкие к современным (ареал современных выщелоченных черноземов или лугово-черноземных почв), вполне обеспечивают протекание этого ЭПП. Но, несмотря на тяжелый механический состав, карбонаты оказались выщелоченными из верхней метровой толщи довольно глубоко. Это позволяет думать, что внутренний дренаж профиля был достаточно свободным, т.е. уровень почвенно-грунтовых вод лежал глубже, чем сейчас. Судя по этому показателю, это были выщелоченные лугово-черноземные почвы (а не выщелоченные черноземы), если учитывать плоский рельеф водоразделов. О лучшем дренаже почв в прошлом косвенно свидетельствует и характер иллювиально-карбонатного профиля в той верхней и далеко неполной его части, в которой он был изучен. На микроповышении иллювиальный максимум карбонатов, вероятнее всего, не был вскрыт, в микропонижении этот максимум, по-видимому, вообще располагается гораздо глубже. Между тем обе почвы были описаны, включая верхнюю часть водоносного горизонта. Таким образом, большая часть иллювиально-карбонатного профиля залегает ниже современного уровня почвенно-грунтовых вод, что свидетельствует о более глубоком залегании последних в период активного выщелачивания карбонатов.

Возникает вопрос о том, когда ЭПП выщелачивания карбонатов мог проявляться и когда могла быть достигнута современная глубина их выщелачивания. Прежде всего попробуем ограничить временные пределы, когда этот ЭПП мог проявляться. В настоящее время это скорее всего "отрабанный", закончившийся процесс. Об этом свидетельствует вторичное окисление нижних горизонтов, о чем будет сказано ниже. Очевидно, выщелачивание карбонатов прекратилось в связи с поднятием почвенно-грунтовых вод до их современной глубины. Можно полагать, что это произошло сравнительно недавно — в субатлантическое время, так как глубоких из-

менений в профиле, связанных с гидрогенным режимом, пока не обнаружено (само поднятие почвенно-грунтовых вод началось, конечно, раньше и шло, очевидно, несколько тысяч лет в связи с ростом торфяных болот). Таким образом, верхним временным пределом развития ЭПП выщелачивания карбонатов следует считать конец SB — начало SA, когда для юга Западной Сибири фиксируются некоторое похолодание и увлажнение климата и активизация роста торфяных болот.

Нижний предел проявления этого ЭПП следует связывать с периодом удаления солей. Выщелачивание карбонатов могло проявиться только вслед за удалением солей, т.е. где-то во второй половине бореального периода. Далее процесс мог развиваться практически в течение всего голоцена, вплоть до установленного верхнего предела, но, по-видимому, с разной интенсивностью. В частности, в предполагаемый период оптимума голоцена выщелачивание карбонатов могло замедлиться или приостановиться в связи с наступлением степных условий. Далее, в суббореальное время процесс, вероятнее всего, вновь активно развивался вплоть до поднятия почвенно-грунтовых вод.

4. ЭПП вторичного окarbonачивания. В нижних карбонатных горизонтах, Bcagl; BCcagl, микроморфологически обнаружены глинистые кутаны, пропитанные кальцитом. Содержание карбонатов здесь значительно (5,39—6,86% CaCO_3 и более), их основная масса сосредоточена внутри педов; окarbonаченность в порах и на гранях педов с глинистыми кутанами значительно меньше. Можно полагать, что иллювиирование глины на подобную глубину и формирование кутан происходили по выщелоченному от карбонатов поровому пространству. При этом внутripедная масса могла еще оставаться карбонатной, но с меньшим содержанием карбонатов, чем это наблюдается сейчас; горизонты Bcagl, BCcagl находились в стадии выщелачивания карбонатов.

Подъем жестких почвенно-грунтовых вод до их современной глубины приостановил выщелачивание карбонатов. Возник прямо противоположный процесс — вторичное окarbonачивание ранее выщелоченных участков. Восходящая миграция растворов от почвенно-грунтовых вод происходит прежде всего по порам, где и фиксируется вторичный кальцит по глинистым кутанам. ЭПП вторичного окarbonачивания, может быть, является самым молодым процессом в почвенном профиле. Его возникновение обусловлено поднятием почвенно-грунтовых вод, которое происходило в течение субатлантического времени, возможно в последнее тысячелетие.

5. ЭПП элювиально-иллювиальной дифференциации (группа ЭПП). Профиль изучаемых почв дифференцирован, в той или иной степени, по содержанию ила и валовых SiO_2 и R_2O_3 . Как уже отмечалось, дифференцирующий процессом мог быть прежде всего лессиваж, т.е. суспензионное нисходящее перемещение ила. Он мог сопутствовать некоторому осолонцеванию—осолодению в почвах микропонижений и (или) проявиться вслед за выщелачиванием карбонатов. Для проявления лессиважа разной интенсивности был благоприятен практически весь голоцен (за исключением перигляциальных условий его начального этапа). По-видимому, меньшая его интенсивность или временное затухание были характерны только для оптимума голоцена. К потере ила верхними горизонтами может приводить и разрушение в них магнезиальных хлоритов. Этот ЭПП изучен для почв

степных и сухостепных регионов. Не совсем ясно, может ли он проявляться в более северных условиях лесостепи—подтайги. Поэтому относительно времени проявления этого ЭПП можно предполагать, что его воздействие присуще практически всему периоду голоценового почвообразования или ограничивается периодом оптимума голоцена, когда, возможно, существовала ландшафтная обстановка степи.

6. ЭПП оглеения и ЭПП конкрециеобразования. Можно полагать, что в условиях тяжелых пород и плоского рельефа оба эти ЭПП в той или иной степени (локально, сезонно) проявлялись в почвах, но их интенсивность была меньшей, чем в настоящее время. Сейчас эти процессы активизировались в связи с близким залеганием почвенно-грунтовых вод. ЭПП оглеения охватывает целые горизонты — BCcagl и Ccagl и достаточно устойчив в крайней мере в почве микропонижения. ЭПП конкрециеобразования выражен во всем профиле, но особенно в его средней части.

Приведенный анализ основных профилеобразующих ЭПП позволяет наметить их последовательность и возможное сочетание на протяжении голоцена и выделить основные этапы голоценового почвообразования луговых Са-гумусовых почв подтайги:

I этап — поздние и послеледниковые, пребореальный период. О климатической и ландшафтной обстановке этого времени почти нет сведений. Предположительно в перигляциальных условиях формировались засоленные почвы с маломощным гумусовым горизонтом.

II этап — бореальный период и часть атлантического. Увлажнение и потепление климата, ландшафтные условия типа лесостепи. Сочетание ЭПП рассоления, вслед за ним — выщелачивания карбонатов и лессиважа, формирование темноцветного гумусового профиля, небольшое осолонцевание (и осолодение) почв в микропонижениях. Достаточно глубокое залегание почвенно-грунтовых вод (минерализованных?). Почвы типа лугово-черноземных карбонатных (?) на микроповышениях и лугово-черноземных обычных (?) глубокоосолонцеватых в микропонижениях.

III этап — оптимум голоцена (AT-2). Некоторая аридизация и потепление, возможно, условия луговой степи. Наиболее активно и глубоко выраженный ЭПП гумусообразования, сформировавший Са-гуматный гумус во всей гумусированной толще; глубокое перемешивание почвенной толщи землероями; некоторое замедление ЭПП выщелачивания карбонатов и возможное остаточное осолонцевание почв микропонижений. Почвы типа лугово-черноземных обычных и тех же лугово-черноземных глубокоосолонцеватых в микропонижениях.

IV этап — суббореальный и часть субатлантического периодов (до подъема уровня почвенно-грунтовых вод). Похолодание и увлажнение климата, постепенное изменение ландшафтных условий от степных до современных подтаежных. Активизация ЭПП выщелачивания карбонатов и солей (в микропонижениях), а также лессиважа; изменение ЭПП гумусообразования в сторону формирования более подвижных гумусовых веществ в верхней части гумусового профиля (с сохранением его нижней Са-гуматной части). В известной мере выравнивание свойств на разных элементах микрорельефа; их количественные различия в содержании карбонатов (но не их глубины) и гумуса. Почвы — лугово-черноземные выщелоченные.

V этап — современный, вторая половина субатлантического периода.

Обусловлен появлением на небольшой глубине жестких почвенно-грунтовых вод в связи с ростом торфяных болот. Луговые Са-гумусовые почвы, характеризующиеся проявлением ЭПП вторичного окарбонирования, оглеения, усилением конкрецееобразования.

Луговые Са-гумусовые почвы южной тайги

Локальные условия местообитания. В южной тайге луговые Са-гумусовые почвы были изучены в пределах нивелирного профиля "Карагай", заложенного на междуречье Икса-Шегарка, вблизи дер. Плотниково Бакчарского района Томской области (Караваева, 1978б).

Рельеф очень плоский, колебания относительных высот на профиле протяженностью 2,6 км составляют всего 1,5 м. Общая выровненность рельефа нарушается множеством замкнутых и полужамкнутых слабо врезанных микропонижений, большая часть которых заполнена торфом. Пресные жесткие почвенно-грунтовые воды присутствуют в нижней части почвенной толщи на расстоянии 1,5 км от края Иксинского болота. Далее, на наиболее повышенной части водораздела и на склоне к долине Иксы они не обнаруживаются (до глубины 4 м) в связи с дренирующим влиянием речной долины.

На наиболее повышенной и удаленной от Иксинского болота части водораздела (без влияния почвенно-грунтовых вод) развиты дерново-подзолистые глубокоглеевые почвы со вторым гумусовым горизонтом, остаточнокорбонатные¹ дерново-глеевые оподзоленные почвы с горизонтом A^h , болотно-подзолистые торфянистые, болотные низинные и переходные торфяно-глеевые почвы и мелкозалежные верховые торфяники. В полосе шириной 1,5 км, примыкающей к Иксинскому болоту, с неглубоким залеганием почвенно-грунтовых вод, на повышении рельефа преобладают торфянисто-подзолистые (болотно-подзолистые) поверхностно- и грунтово-глеевые почвы, среди которых небольшими ареалами еще встречаются дерново-подзолистые почвы, не испытывающие ощутимого влияния почвенно-грунтовых вод. Наблюдаются постепенные переходы болотно-подзолистых почв в болотные низинные и переходные торфяно-глеевые и низинные мелкозалежные торфяники.

Особое место по характеру почвенного покрова занимает полоса шириной около 250 м, расположенная непосредственно у края Иксинского болота (рис. 24). Здесь жесткие почвенно-грунтовые воды лежат на глубине 1,5–1,7 м, развит высокотравный осиново-березовый лес с примесью пихты и ели. На микроповышениях рельефа формируются почвы со сложным полигенетичным профилем: довольно мощный (30 см), но осветленный гумусовый горизонт, горизонт $A2^h g1$ — подзолистый, с окраской второго гумусового горизонта и глееватый, серия хорошо развитых текстурных иллювиальных оглеенных горизонтов. Обнаруживается вторичное окарбонирование всех иллювиальных и подзолистого горизонтов. Ранее эти почвы выделялись как дерново-грунтово-глеевые оподзоленные с горизонтом A^h , вто-

¹ Все минеральные почвы изученного профиля имеют второй гумусовый горизонт и остаточные карбонаты; первый признак обозначается как горизонт A^h , второй — не упоминается.

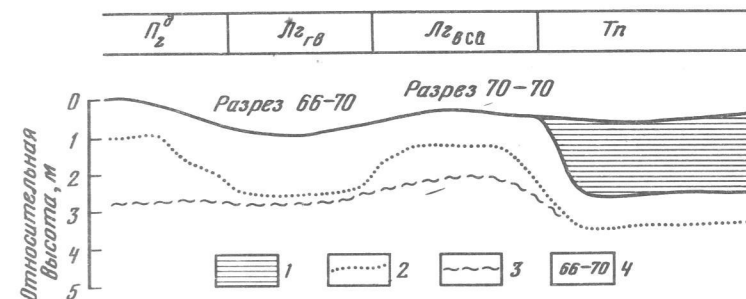


Рис. 24. Фрагмент нивелирного профиля "Карагай"

Почвы: $П_2^Д$ — дерново-подзолистые глубокоглеевые со вторым гумусовым горизонтом, остаточнокорбонатные; $Лг_{гб}$ — луговые Са-гумусовые глубоко выщелоченные, слабо и глубоко вторично-карбонатные; $Лг_{гса}$ — луговые Са-гумусовые вторично-карбонатные на профиле $П_2^Д$; $Тп$ — торфяники переходные среднемощные глубоковыщелоченные. 1 — торф; 2 — линия вскипания от HCl ; 3 — почвенно-грунтовые воды; 4 — почвенный разрез

рично-карбонатные (Караваева, 1979). На микроповышениях рельефа формируются темноцветные мощные почвы. Ранее они выделялись нами под названием перегнойно-дерновых грунтово-глеевых с горизонтом A^h , глубоковыщелоченных (там же).

В целом почвенный покров нивелирного профиля "Карагай" имеет черты нескольких этапов почвообразования: темноцветного субгумидного, оставившего в почвенных профилях второй гумусовый горизонт и неглубоко лежащие карбонаты; гумидного этапа выщелачивания и элювиально-иллювиальной дифференциации, создавшего по фону темноцветных почв профили дерново-подзолистого типа; этапа заболачивания, проявляющегося в настоящее время в усилении поверхностного и грунтового увлажнения почв и их заторфовывания (Караваева, 1978б). Появление последнего этапа связано с ростом Иксинского торфяника и торфяников приболотной полосы. Радиоуглеродное датирование показало, что возраст участка Иксинского торфяника составляет 2480 ± 60 лет (ТА-332), самого крупного торфяника приболотной полосы — 790 ± 60 лет (ТА-335).

Это позволяет высказать предположение, что рост Иксинского торфяника со временем (около 1000 лет назад) вызвал появление (или подъем) жестких почвенно-грунтовых вод в приболотной полосе, что положило начало заторфовыванию здесь микродепрессий. Это же способствовало изменению автономного направления почвообразования на гидрогенное, протекающее под влиянием почвенно-грунтовых вод. Растущие торфяники и поднимающиеся почвенно-грунтовые воды обеспечивали усиление во времени переувлажнения ландшафтов и почв, все большее пространственное распространение процесса заболачивания, разнообразие проявления его типов и механизмов. Подобный характер эволюции ландшафтов и почв имеет прямое отношение к современному облику луговых Са-гумусовых почв, формирующихся в непосредственной близости от Иксинского торфяника и испытывающих поэтому его наиболее длительное и сильное заболачивающее влияние.

Морфология и микроморфология. Исследованы два разреза в полосе, непосредственно примыкающей к Иксинскому торфянику:

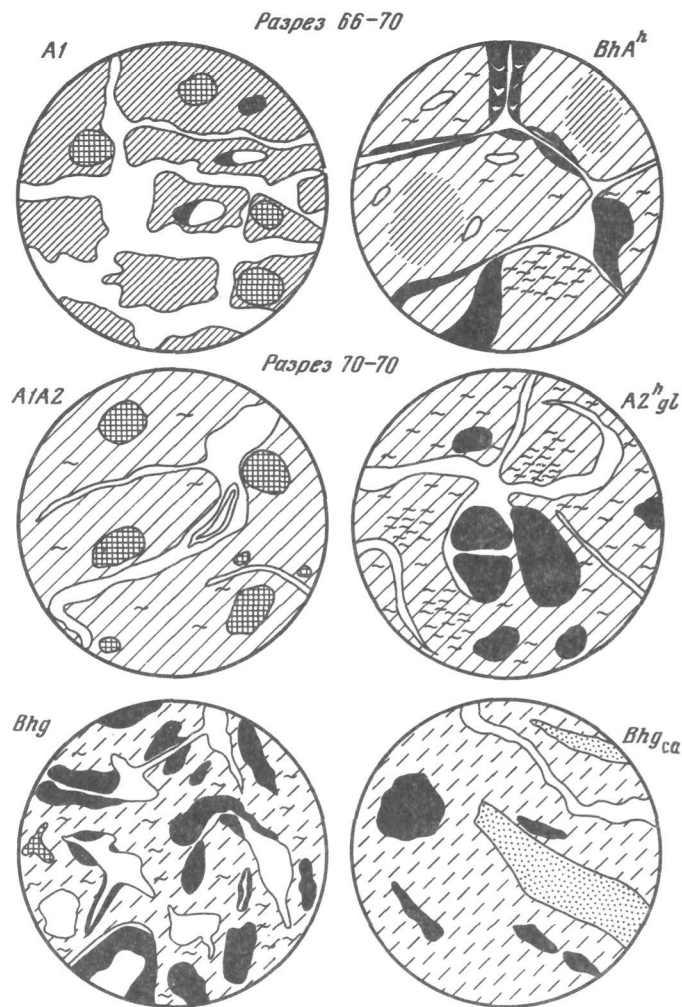


Рис. 25. Микроморфологическое строение луговых Са-гумусовых почв южной тайги
Условные обозначения см. на рис. 20

в микропонижении (разрез 66-70) и на микроповышении рельефа (разрез 70-70; рис. 25).

Разрез 66-70 изучен подробнее как более характерный. Почва на микроповышении приведена для более полного выявления особенностей эволюции этого участка, которую можно восстановить с большей достоверностью при наличии данных по профилям почв на разных элементах микрорельефа.

Разрез 66-70. Разреженный березовый лес с отдельными экземплярами осины, подростом пихты и ели. Напочвенный покров высокотравный, разнотравно-вейниковый.

A0A1 0–14 см. Темно-серый, почти черный, глинистый, рыхлый, комковато-зернистый, густо пронизан корнями, увлажненный. Переход ясный.

Микроморфология: темно-серый, хорошо оструктуренный, рыхлого сложения. Плазма гумусово-глинистого состава, равномерно распределена внутри педов, анизотропна, чешуйчатого и вокругскелетного строения. Очень много растительных остатков и фитолитов. Ге-новообразования единичны. 14–28 см. Темно-серый, почти черный, глинистый, уплотненный, корней меньше. В остальном аналогичен предыдущему. Переход ясный.

A1 Микроморфология: светлее предыдущего, компактного сложения, пористый. Выделяются участки с равномерным сплошным распределением глинистой плазмы и участки, в которых плазма скоагулирована в сгустки. Плазма анизотропна, чешуйчатого и вокругскелетного строения. В порах единичные глинистые кутаны с точечным включением гумуса, в основной массе – глинистые сепарации с высоким двупреломлением. Единичные Ге-конкреции. Много растительных остатков.

AA^h 28–48 см. Черный с синеватым оттенком, глинистый, неясно ореховатый, сильновлажный, корней значительное количество. Переход ясный.

Микроморфология: неравномерно окрашенный из-за перераспределения Ге и гумуса, оструктуренный. По общему строению выделяются три группы педов и микроучастков: 1) равномерная буровато-серая окраска, плазма анизотропна, чешуйчатого строения; 2) частично осветленные за счет более низкого содержания гумуса, характерно подтягивание гумуса к краям педов и концентрация гумусо-глинистого вещества по периферии педов, плазма анизотропна, чешуйчатого строения; 3) наиболее осветленные за счет выноса гумуса и Ге, плазма светло-желтая, анизотропная, чешуйчатого строения, в порах единичные тонкие глинистые кутаны с включением точечного гумуса. Небольшое количество Ге-конкреций и пятен. Очень много мелких углистых частиц.

BhA^h 48–82 см. Темно-бурый, мелкоореховатый, глинистый, многочисленны темные гумусо-глинистые кутаны, сильновлажный, уплотненный, корней немного. Переход ясный.

Микроморфология верхней части горизонта (48–65 см): неравномерно окрашенный из-за мозаичного распределения гумуса. Педы крупные с закругленными краями, разделены тонкими межпедными порами-трещинами. Внутрипедных пор мало. По характеру глинистой плазмы выделяются микроучастки: 1) плазма окрашена в бурый цвет, анизотропна, равномерно распределена, имеет волокнисто-чешуйчатое и вокругскелетное строение; 2) плазма буровато-желтая или зеленоватая (локальное отгеление), анизотропна, преимущественно струйчатого строения. В межпедных порах имеются глинистые кутаны с включением дисперсного гумуса. По краям педов хорошо выражены концентрации глинистой плазмы, подтянутой из центра пед. Много конкреций и углистых частиц. Максимальное количество гумусо-глинистых натечков.

Микроморфология нижней части горизонта (65–82 см): светло-бурый, очень слабое гумусовое прокрашивание, оструктуренный, агрегаты крупные, неправильной формы. Глинистая плазма равномерно распределена, анизотропна, чешуйчатого, вокругскелетного и струйчатого строения. Натечных образований очень мало. По краям педов концентрации глинистой плазмы. Имеются Ге-новообразования в виде конкреций и пятен. Много углистых частиц.

Bgh 82–150 см. Ржаво-бурая глина с небольшим количеством размытых темно-бурых гумусо-глинистых кутан, сырая, вязкая, корни единичные. Переход ясный.

Микроморфология: верхняя часть горизонта очень похожа на нижнюю часть предыдущего. В нижней части горизонта глинистая плазма имеет струйчато-чешуйчатое или чешуйчатое строение. В отдельных микроучастках анизотропность выражена хуже, и только по краям педов несколько увеличивается двупреломление плазмы. В таких участках глина имеет тенденцию к образованию оидных отдельностей (признак влияния карбонатных растворов). Натечные образования единичны. Ге-новообразования в виде пятен и конкреций.

BCgca 150–160 см (дно). Та же глина, карбонатная, выступает вода. Почвенно-грунтовые воды на глубине 160–170 см.

Микроморфология: светло-бурый, оструктуренный, педы неопределенной формы. Плазма образует оидные отдельности. Вся масса пропитана калцитом.

Имеются редкие натечные образования и струйчатые отдельности, также пропитанные кальцитом. Fe-новообразования в виде рыхлых конкреций и пятен.

Разрез 70-70. Березово-осиновый лес со вторым ярусом из пихты и ели, в подлеске карагана и рябина. Вейниково-высокотравный хвощево-мелкотравный напочвенный покров.

A0 0–8 см. Темно-бурая оторфованная дернина, плотно переплетена живыми корнями, увлажненная. Переход ясный.

A1A2 8–29 см. Темно-сероватый, очень неоднородной окраски с осветленными и темно-бурыми участками, глинистый, плитчато-комковатый, много живых корней, увлажненный. Нижняя граница очень неровная.

Микроморфология: светло-серый, педы крупные, выражены нечетко, разделены широкими порами-трещинами. Внутрипедных пор много, неправильной формы. Глинистая плазма распределена равномерно, в основном изотропна. Зерна скелета не окатаны, разного размера, глинистые одежды на них отсутствуют. Обилие растительных остатков разной степени разложения и ожелезнения. Много фитолитариев и углистых частиц. Fe-новообразования разного размера и плотности, преобладают непрозрачные темные конкреции, резко отграниченные от вмещающей массы. Встречаются образования поляризующей сильно ожелезненной глины, представляющие, по-видимому, начальные стадии формирования конкреций.

A2^h 29–46 см. Белесовато-бурый с отдельными плохо выраженными серыми пятнами второго гумусового горизонта, глинистый, плитчато-комковатый, увлажненный, корней меньше, слабоплещавый, неясные ржавые разводы. Переход ясный, очень неровный.

Микроморфология: светло-бурый со слабой серой гумусовой окраской, оструктуренный, педы крупные, неправильной формы, с закругленными краями, пористые. По строению выделяются: 1) очень светлые, белесо-желтые элювиальные микроучастки, плазма анизотропная, волокнистого и решетчатого строения; 2) бурые микроучастки, не затронутые элювированием, плазма в них анизотропна, чешуйчато-волокнистого строения; в порах глинистые скорлуповатые кутаны; разрушенные кутаны видны среди общей массы. Конкреций немного. Карбонаты образуют только небольшие ореолы вокруг некоторых пор. Плазма и глинистые кутаны бескарбонатны. Обилие углистых частиц.

B_{gh} 46–95 см. Ржаво-бурая глина с обильными коричнево-бурыми гумусо-глинистыми кутанами, ореховат, сильно уплотнен, влажный, корней немного. Редкое точечное вскипание от HCl с глубины 46 см, более частое — с 85 см.

Микроморфология верхней части (46–56 см): светло-бурый со слабым сероватым оттенком, оструктуренный, педы неправильной формы с закругленными краями, внутрипедных пор много. Глинистая плазма равномерно распределена, анизотропна, чешуйчато-волокнистого, реже — струйчатого строения. В отдельных микроучастках вся масса скоагулирована в оидные образования с концентрацией анизотропной плазмы по краям. Максимальное количество глинистых кутан, которые отложены в межпедных и внутрипедных порах. Кутаны состоят из тонкодисперсной глины с примесью гумуса; некоторые натечки содержат грубый гумус. В порах — слоистые кутаны. Fe-новообразований немного, они плотные с размытыми краями. Карбонаты в виде единичных скоплений вокруг пор.

Микроморфология нижней части горизонта (85–95 см); бурый, агрегаты более крупные и нечетко отделены друг от друга. Внутри педов плазма собрана в мелкие ооиды. Глинистых кутан меньше, они тонкие, бурые, некоторые — светло-бурые. Карбонаты присутствуют в виде цемента, пропитывающего плазму в отдельных микроучастках, и в виде единичных выделений мелкозернистого кальцита в порах. Зерна скелета имеют глинистые одежды.

Bh_{gsa} 95–120 см. Та же глина с менее обильными гумусо-глинистыми кутанами и белесыми пятнами карбонатов. Их граница прижата. Сильновлажный, почти сырой, ореховатый, структура выражена плохо.

Микроморфология: вся масса пропитана карбонатами, которые образуют

скопления в почвенной массе, ореолы вокруг пор и в педках. Глинистые натечки на гранях педов практически не пропитаны карбонатами. ВС_{gsa} 120–170 см (дно). Та же глина, сырая, без видимых кутан. Почвенно-грунтовые воды на глубине 170–180 см.

Микроморфология: сходен с предыдущим. Увеличивается содержание карбонатов в плазме и карбонатных выделений. Глинистые натечки частично пропитаны карбонатами и дезориентированы.

По морфологии и микроморфологии профиль луговой Са-гумусовой выщелоченной почвы в микропонижении (разрез 66-70) явно полигенетичен, имеет признаки трех разных этапов почвообразования, что и определяет его особенности (см. рис. 24). Гумусо-аккумулятивный профиль имеет очень большую мощность — 82 см, и, очевидно, по крайней мере нижняя его половина имеет реликтовый характер, так как по фону этой гумусированной толщи получил развитие иной, элювиально-иллювиальный профиль. Кроме того, нижние горизонты почвы имеют признаки нарастающего гидроморфизма.

В морфологии и микроморфологии это сложное сочетание генетических и хронологически различных свойств отражено определенным набором генетических горизонтов и диагностических признаков.

Современный гумусо-аккумулятивный горизонт имеет мощность 28 см, темную окраску и хорошую структуру. Он сменяется иным по окраске, иссиня-черным горизонтом AA^h, в котором наряду с признаками аккумуляции гумуса микроморфологически обнаруживается элювиальная черта — осветление за счет выноса гумуса и железа. Следует отметить, что в почве микроповышения (разрез 70-70) прослеживаются сходные признаки (современная гумусовая аккумуляция и реликтовый второй гумусовый горизонт выражены на той же глубине), но элювирование выражено значительно сильнее. Это привело к тому, что оподзоливание выражено в гораздо более мощной толще, охватывающей современный гумусовый горизонт и второй гумусовый горизонт, который сильно разрушен и на месте которого сформирован подзолистый горизонт.

С глубины 48 см в луговой Са-гумусовой выщелоченной почве (разрез 66-70) сформирована серия иллювиальных ореховатых горизонтов. Максимальная выраженность иллювирования наблюдается до глубины 65–70 см в виде обильных темных гумусо-глинистых кутан, облекающих все педы и заполняющих пустоты. Наряду с этим внутренняя часть педов имеет признаки гумусо-аккумулятивного прокрашивания. Ниже 82 см эти признаки не выражены, а черты иллювирования гумуса и глины, а затем только глины прослеживаются в профиле очень глубоко, до дна разреза, в водоносном карбонатном горизонте. Такое глубокое иллювирование глины могло проявиться только в полностью или хотя бы локально бескарбонатной толще. Поэтому можно сделать вывод, что нижний карбонатный горизонт профиля, содержащий глинистые натечки, ранее был локально или совсем бескарбонатным. Вероятнее всего, это свойство появилось на этапе элювиально-иллювиальной дифференциации профиля.

Подъем жестких почвенно-грунтовых вод способствовал вторичному окarbonачиванию этой части профиля и создал еще ряд признаков. К ним следует отнести оглеение нижних горизонтов с глубины 82 см и локальную плещавость в верхнем иллювиальном горизонте (BhA^h), обилие Fe-новообразований в иллювиальной толще; создание в некоторых участках

ооидного строения глинистой плазмы под влиянием карбонатных растворов с глубины около 100 см (горизонт Bhg), несмотря на бескарбонатность этой толщи и отсутствие микроморфологических выделений кальцита.

В почве микроповышения (разрез 70-70) процессы иллювиования в виде гумусо-глинистых и глинистых кутан выражены в профиле еще сильнее, чем в разрезе 66-70, и на такую же большую глубину, включая водоносный горизонт (см. рис. 24). Это согласуется с отчетливо выраженной элювиально-иллювиальной дифференциацией этого профиля.

Современный поррогидроморфный этап развития отразился в почве микроповышения значительно сильнее и ярче, чем в почве микропонижения. Единичные выделения вторичного кальцита здесь наблюдаются уже в подзолистом горизонте, с глубины 29 см. В горизонте Bhg с глубины 85 см появляется карбонатная цементация лишь отдельных микроучастков, с глубины 95 см (вскипающий от HCl горизонт Bhgca) вся почвенная масса оказывается пропитанной карбонатами, за исключением глинистых кутан, которые отлагаются в трещинах и порах, наиболее активно проводящих поверхностную влагу. Это предохраняет их достаточно долго от пропитывания карбонатными растворами при вторичном окарбоначивании. Окарбоначенность глинистых кутан проявляется в водоносном горизонте. Влияние неглубоко залегающих почвенно-грунтовых вод, так же как и в почве микропонижения, проявилось в глееватости горизонта $A_2^h g_1$ (с глубины 29 см), оглеении всей лежащей ниже иллювиальной толщи и, по-видимому, в увеличении Fe-новообразований в профиле.

Различие морфологических признаков двух изучаемых почв объясняется разным положением в микрорельефе и, следовательно, различием их водного режима на всех трех предполагаемых этапах почвообразования.

На первом, темноцветном и субгумидном этапе почвообразования изученный участок был представлен сочетанием почв: на микроповышении — почва с горизонтом A_1 мощностью ~ 46 см и, по-видимому, неглубоко залегающими карбонатами (выщелоченный или оподзоленный чернозем?), в микропонижении — почва с горизонтом A_1 мощностью 82 см и, по-видимому, более глубоким залеганием карбонатов (лугово-черноземная выщелоченная?).

На втором, гумидном этапе — элювиально-иллювиальной дифференциации — сочетание почв стало более контрастным и, вероятно, было представлено соответственно дерново-подзолистой со вторым гумусовым горизонтом остаточного карбонатной почвой и лугово-черноземной (?) или луговой бескарбонатной почвой поверхностного увлажнения.

На третьем, современном поррогидроморфном этапе связи с появлением неглубоко от поверхности жестких почвенно-грунтовых вод оба компонента сочетания вступили в фазу лугового почвообразования, признаки которого накладываются на исходно разные профили. Кроме того, степень проявления луговых черт определяется еще и существующими различиями режима поверхностного увлажнения: микропонижение получает значительно большее количество мягкой поверхностной воды. Поэтому признаки вторичного окарбоначивания здесь проявляются слабее.

Современное сочетание почв можно определить следующим образом (в связи с полигенетичностью профилей названия сугубо предварительные): на микроповышении — луговая Са-гумусовая вторично-карбонатная

(на реликтовом профиле дерново-подзолистой почвы с горизонтом A^h), в микропонижении — луговая Са-гумусовая глубоковыщелоченная слабо (глубоко) вторично-карбонатная (на реликтовом профиле лугово-черноземной почвы). Для краткости в последующем первую мы будем называть луговой Са-гумусовой вторично-карбонатной, вторую — луговой Са-гумусовой глубоковыщелоченной.

Физико-химические свойства. Луговая Са-гумусовая глубоковыщелоченная почва микропонижения имеет кислую реакцию в верхней половине профиля (горизонты A_0A_1 , A_1 , AA^h , BhA^h), до глубины 82 см, слабокислую — в горизонте Bhg, и только в водоносном карбонатном горизонте нейтральную (табл. 35). Поглощающий комплекс очень слабонасыщен в горизонтах A_0A_1 , A_1 и AA^h и насыщен основаниями во всей лежащей ниже части профиля. Поглощенный Na присутствует в крайне малом количестве только в нижних горизонтах. Почвенный профиль в преобладающей части бескарбонатен. Карбонаты появляются только в водоносном нижнем горизонте в небольшом количестве, и, по-видимому, их появление связано с подъемом жестких почвенно-грунтовых вод в исходно бескарбонатную толщу. Иными словами, это горизонт вторичного окарбоначивания, характеризующийся равномерной пропиткой карбонатами всех структурных элементов почвенной массы. Как следует из микроморфологического описания, влияние капиллярной каймы жестких почвенно-грунтовых вод прослеживается уже и в лежащем выше горизонте Bhg, где наблюдается тенденция к ооидному строению глинистой плазмы на некоторых микроучастках, но выделения кальцита еще не обнаруживаются.

Физико-химические свойства луговой Са-гумусовой вторично-карбонатной почвы на микроповышении существенно иные в связи с сильным проявлением в ней процесса вторичного окарбоначивания. Кислую реакцию имеет только верхний грубогумусный горизонт, вся лежащая ниже часть профиля имеет слабощелочные и щелочные значения pH. Поглощающий комплекс насыщен основаниями во всех горизонтах, содержание поглощенного Na крайне малое.

Карбонаты присутствуют во всем профиле, за исключением грубогумусового горизонта. Характер их распределения свидетельствует о гидрогенной аккумуляции из капиллярной каймы жестких почвенно-грунтовых вод. Максимум карбонатов приурочен к нижнему горизонту BC_g (7,39—9,58% $CaCO_3$). Наличие здесь глинистых натексов, лишь частично пропитанных кальцитом, позволяет предполагать, что до подъема почвенно-грунтовых вод этот горизонт был хотя бы локально лишен карбонатов. Это обеспечило проникновение сюда глинистого материала.

В лежащем выше горизонте Bhgca (95—120 см) количество карбонатов резко снижается (4% $CaCO_3$). Наличие здесь глинистых натексов, не пропитанных кальцитом при сплошной пропитке остальной почвенной массы, и общее небольшое содержание карбонатов позволяют предполагать, что до подъема почвенно-грунтовых вод этот горизонт мог быть целиком или локально бескарбонатным. Таким образом, дерново-подзолистая почва предыдущего этапа почвообразования могла содержать остаточные карбонаты с глубины около 94—120 см.

Все лежащие выше минеральные горизонты содержат фактически только

Таблица 35
Свойства луговых Са-гумусовых почв южной тайги*

Разрез	Генетический горизонт	Глубина, см	рН		Гумус, %	CO ₂ , %
			водн.	сол.		
70-70	A0	0-8	5,5	4,5	31,38**	Не опр.
	A1A2	10-20	7,4	6,2	4,0	0,18
	A2hgl	30-40	7,7	6,5	1,0	0,08
	Bhg	46-56	7,6	6,4	1,0	0,08
		85-95	7,6	6,4	0,7	0,08
	Bhgca	100-110	7,8	6,5	0,7	1,76
	BCgca	140-150	7,8	6,6	0,6	3,25
		210-220	7,9	6,7	0,7	4,22
66-70	A0A1	0-10	5,0	4,0	23,8**	Нет
	A1	14-24	5,3	4,1	8,0	"
	AA ^h	30-40	5,7	4,6	4,4	"
	BhA ^h	50-60	5,8	4,7	1,7	"
		70-80	5,8	4,7	1,4	"
	Bhg	90-100	6,0	5,0	0,8	"
		130-140	6,1	5,0	0,9	"
	BCgca	150-160	6,8	5,7	0,7	0,88

* Анализы выполнены Л.И. Ивановой, Н.К. Крицкой и Н.Л. Федоровой.
** Потеря при прокаливании.

"следы" карбонатов, микроморфологически дающие отдельные выделения кальцита по некоторым порам. Однако длительное воздействие на эту толщу восходящих карбонатных растворов обеспечило полную насыщенность поглощающего комплекса и слабощелочную реакцию среды. Гумусовый профиль и состав гумуса. Гумусовый профиль луговой Са-гумусовой глубоковыщелоченной почвы (разрез 66-70) характеризуется следующими основными чертами. Верхний горизонт мощностью 10 см сильно задернован, содержит большое количество полуразложившихся корневых остатков и гумус типа мулль-модер (23,8%). Лежащий ниже гумусовый горизонт A1 (до глубины 28 см) имеет муллевый характер, содержание гумуса высокое (8%). В следующем, наиболее темноокрашенном горизонте AA^h, имеющем, однако, по микроморфологическим данным, признаки слабого элювиирования, содержание гумуса убывает (4,4%), но все-таки остается достаточно высоким (до глубины 48 см). В верхнем иллювиальном горизонте BhA^h содержание гумуса вновь сильно убывает, но опять-таки остается довольно значительным (1,4-1,7%) для этой глубины (82 см). И только в нижележащей толще количество гумуса становится меньше 1%. По групповому и фракционному составу гумуса профиль изучаемой почвы разделяется как бы на четыре зоны, сменяющие одна другую сверху вниз (табл. 36).

Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы					Сумма	Емкость поглощения, мг-экв/100 г почвы
Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	H ⁺		
39,1	10,7	Не опр.	Не опр.	3,1	52,9	Не опр.
27,1	5,0	0,7	0,2	Нет	33,0	"
25,4	4,6	0,2	0,2	"	30,4	"
32,6	8,0	0,2	0,2	"	41,0	"
27,8	8,2	0,3	0,2	"	36,5	"
Не опр.	Не опр.	0,3	0,3	"	Не опр.	31,28
"	"	0,7	0,3	"	"	29,78
"	"	Не опр.	Не опр.	"	"	Не опр.
30,0	9,2	Нет	Нет	3,8	43,0	"
22,3	6,6	"	"	2,7	31,6	"
26,7	4,6	"	"	1,5	32,8	"
28,3	7,0	"	"	0,2	35,5	"
26,0	5,5	"	"	0,1	31,6	"
23,3	6,7	0,2	0,2	Нет	30,2	"
24,3	5,8	0,2	0,3	То же	30,6	"
Не опр.	Не опр.	0,3	0,4	Нет	Не опр.	29,2

Первая зона представляет горизонты современной активной гумусовой аккумуляции — A0A1 и A1. Состав гумуса здесь фульватно-гуматный. Среди гуминовых кислот резко преобладает фракция ГК-1, среди фульвокислот — фракция ФК-1. Очень небольшое содержание ГК-2 в горизонте A1 и практически ее отсутствие в горизонте A0A1 свидетельствуют о том, что для современного гумусообразования эта фракция не характерна.

Вторая зона включает горизонты AA^h и BhA^h, т.е. слабоэлювиальный и верхний иллювиальный горизонты. Состав гумуса качественно изменяется и становится гуматным. Это обеспечивается резким возрастанием абсолютного и относительного содержания ГК-2 при заметном снижении количества ГК-1. В этой зоне снижается и общее количество ФК. Микроморфологическое описание дает основание полагать, что основной формой присутствия ГК-2 в этой зоне может быть только серый гумус, пропитывающий внутренние части педов, а также и многочисленные углистые частицы. Другие формы гумуса, представленные в этой зоне, — кутаны и разлагающиеся корни, вряд ли содержат ГК-2 в заметном количестве. Разложение корневых остатков в этих горизонтах осуществляется в условиях кислой среды. Кутаны, как правило, в почвах южной тайги имеют фульватный состав гумуса. Интересно, что наиболее широкое отношение C_{ГК} : C_{ФК} наблюдается в верхнем иллювиальном горизонте, а не в горизонте AA^h,

Таблица 36

Групповой состав гумуса луговой Са-гумусовой почвы южной тайги, разрез 66-70*

Генетический горизонт	Глубина, см	С		Гуминовые кислоты	
		в почве, %	в вытяжке $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 + \text{NaOH}$	извлекаемые смесью $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 + \text{NaOH}$	свободные и связанные с R_2O_3 (фр. 1)
A0A1	0-10	11,48	4,85	2,40	2,34
			42,25	20,91	20,38
A1	14-24	3,49	1,59	0,95	0,70
			45,56	27,22	20,06
AA ^h	30-40	1,91	0,96	0,68	0,12
			50,26	35,60	6,28
BhA ^h	50-60	0,75	0,29	0,23	0,05
			28,67	30,67	6,66
	70-80	0,61	0,25	0,14	0,009
			40,98	22,95	1,48
Bhg	90-100	0,38	0,12	0,03	0,00
			31,58	7,89	

* В числителе — углерод фракций, % к абсолютно сухой почве; в знаменателе — углерод фракций, % к общему углероду в почве. Анализы выполнены Е.Н. Субботиной.

наиболее темноокрашенном. Это может быть связано с тем, что древний гумус в педах горизонта BhA^h был "закрыт" кутанами и тем самым в значительной мере предохранен от трансформации на этапе элювиально-иллювиальной дифференциации почвы. Таких условий не было в горизонте AA^h; напротив, его гумус разрушался и трансформировался в результате элювирования.

Третья зона, очень маломощная по глубине и переходная по составу гумуса, включает нижнюю часть горизонта BhA^h. Состав гумуса вновь становится фульватно-гуматным, но в отличие от первой зоны здесь среди фульвокислот преобладает ФК-1а, а среди гуминовых кислот — только фракция ГК-2.

И, наконец, нижние горизонты профиля, начиная с глубины 82 см (Bhg), составляют четвертую зону с фульватным составом гумуса. Фульвокислоты представлены фракциями ФК-1а (преобладает) и ФК-1.

Таким образом, специфические гумусовый профиль и гумусовое состояние луговой Са-гумусовой глубоковыщелоченной почвы, как можно полагать, являются результатом разных эволюционных этапов развития этой почвы. На каждом из этапов формировался свой тип гумуса (и его распределение), в результате чего трансформировались в той или иной степени гумусовые характеристики предшествующего этапа.

В луговой Са-гумусовой вторично-карбонатной почве микроповышения (разрез 70-70) содержание гумуса и его распределение иные. Сходны только самый верхний грубогумусный горизонт примерно той же

связанные с Са (фр. 2)	Фульвокислоты			Остаток, % от общего С	$\frac{C_{гк}}{C_{фк}}$
	извлекаемые смесью $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 + \text{NaOH}$	извлекаемые 0,1 н. H_2SO_4 (фр. 1а)	по разности извлекаемых 0,1 н. NaOH и 0,1 н. H_2SO_4 (фр. 1)		
0,06	2,45	0,54	1,97	57,75	1,0
0,53	21,34	4,70	17,16		
0,25	0,64	0,23	0,38	54,44	1,5
7,16	18,34	6,59	10,89		
0,56	0,28	0,14	0,17	49,74	2,4
29,32	14,66	7,33	8,90		
0,18	0,06	0,08	0,01	61,33	3,8
24,01	8,00	10,67	1,34		
0,13	0,11	0,07	0,04	59,02	1,3
21,47	18,03	11,48	6,72		
0,03	0,09	0,06	0,04	68,42	0,3
7,89	23,69	15,79	10,53		

мощности и нижняя часть иллювиальной толщи, где количество гумуса становится < 1%. Остальные горизонты характеризуются значительно меньшей гумусированностью, и в целом гумусовый профиль укорочен. Это можно объяснить следующими обстоятельствами. На первом темноцветном этапе почвообразования здесь была сформирована почва с менее мощным и, скорее всего, менее гумусированным горизонтом, чем в микропонижении. На втором этапе элювиально-иллювиальная дифференциация значительно сильнее проявилась в этой почве и, в частности, способствовала сильному разрушению ранее существовавшего темноцветного гумусового горизонта. Современный луговой этап почвообразования пока заметно не изменил морфологических характеристик гумуса этой почвы, созданных на предшествующем (дерново-подзолистом) этапе развития. Данных о составе гумуса этой почвы мы не имеем.

Механический и валовой химический состав мелкозем (табл. 37, 38). Обе почвы имеют глинистый механический состав с некоторым его утяжелением в средней части профиля. Распределение илистой фракции имеет элювиально-иллювиальный характер, эта дифференциация выражена в слабой и средней степени и не приводит к заметному облегчению механического состава верхних горизонтов, которые остаются легкоглинистыми. Элювиальная по содержанию ила толща имеет примерно одинаковую мощность в обеих почвах (48 и 46 см): в почве микропонижения — это горизонты A1 и AA^h, на микроповышении — A1A2^h и A2^h gl. Иллювиальный максимум в распределении ила выражен в почве микропо-

Таблица 37

Механический состав луговых Са-гумусовых почв южной тайги*

Разрез	Генетический горизонт	Глубина, см	Гигроскопическая влага	Размер	
				1,0—0,25	
70-70	A1A2	10-20	2,91	Нет	
	A2hgl	30-40	2,63	"	
	Bhg	46-56	3,15	"	
		85-95	3,18	"	
	Bhgca	100-110	3,18	"	
	BChgca	140-150	3,92	"	
66-70		210-220	3,23	"	
	A0A1	0-10	7,80	"	
	A1	14-24	4,12	"	
	AA ^h	30-40	4,09	"	
	BhA ^h	50-60	5,29	"	
		70-80	4,82	"	
	Bhg	90-100	4,62	"	
		130-140	3,31	"	
	BCgca	150-160	3,17	"	

* Анализы выполнены Ю.М. Колобаевой.

Таблица 38

Валовой химический состав луговых Са-гумусовых почв южной тайги, % на прокаленную почву*

Разрез	Генетический горизонт	Глубина, см	Потеря при прокаливании, %	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂
70-70	A0	0-8	31,38	74,00	4,63	13,94	Не опр.
	A1A2	10-20	7,11	74,70	4,36	15,52	"
	A2hgl	30-40	4,37	72,35	5,22	16,20	"
	Bhg	46-56	5,37	68,25	7,03	17,73	"
		85-95	4,70	69,45	6,20	17,25	"
	Bhg	100-110	7,34	70,01	6,41	16,57	"
	BChgca	140-150	8,10	72,23	6,04	17,17	"
		210-220	7,97	74,64	6,42	16,44	"
66-70	A0A1	0-10	27,02	69,98	4,82	16,97	0,71
	A1	14-24	9,77	70,00	5,31	16,17	0,92
	AA ^h	30-40	6,96	70,90	5,88	16,10	0,88
	BhA ^h	50-60	5,61	67,04	6,36	18,70	0,80
	BhA ^h	70-80	5,02	68,32	6,99	17,03	0,84
	Bhg	90-100	4,13	69,27	6,19	16,08	0,87
		130-140	4,10	69,25	6,46	15,72	0,94
	BCgca	150-160	4,78	69,95	7,32	14,19	0,91

* Анализы выполнены Д.Г. Левитан.

частиц, мм; содержание фракций, %					
0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	< 0,001	< 0,01
8	37	9	15	31	55
5	33	8	19	35	62
4	32	8	8	48	64
3	34	12	14	37	63
8	34	7	12	39	58
7	35	6	10	42	58
7	37	6	10	40	56
10	28	27	16	19	62
4	31	17	19	29	65
9	30	13	17	31	61
5	33	10	11	41	62
9	25	8	17	41	66
8	33	6	12	41	59
9	30	11	17	33	61
10	31	8	11	40	59

P ₂ O ₅	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	Сумма
			Не определялось				92,57
			То же				94,58
			"				93,77
			"				93,01
			"				92,90
			"				92,99
			"				95,44
			"				97,50
0,66	2,92	0,79	0,05	0,90	2,22	0,55	100,57
0,40	2,96	0,24	0,07	1,21	1,78	0,30	99,36
0,18	2,40	0,87	0,12	1,20	1,77	0,23	100,53
0,10	2,41	1,27	0,10	1,18	2,25	0,24	100,45
0,13	2,62	1,16	0,29	1,21	2,16	0,27	101,02
0,12	1,86	1,51	0,14	1,23	2,08	0,31	99,66
0,12	2,75	1,67	0,08	1,29	2,08	0,40	100,76
0,13	2,85	1,54	0,08	1,40	2,23	0,24	100,43

Таблица 39

Валовой химический состав илстых фракций луговой Са-гумусовой почвы южной тайги (разрез 66-70), % на прокаленную почву*

Генетический горизонт	Глубина, см	Потеря при прокаливании, %	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
A1	14-24	22,60	57,84	10,34	22,54
AA ^h	30-40	20,13	55,77	11,41	22,83
BhA ^h	50-60	16,90	56,67	10,90	22,52
	70-80	16,54	56,00	11,75	22,74
Bhg	90-100	16,22	55,98	10,98	22,95
	130-140	16,18	55,28	11,29	22,95
BCgca	150-160	16,01	55,97	11,29	23,34

* Анализы выполнены Т.А. Востоковой.

вышения и отсутствует в микропонижении. Это различие можно объяснить тем, что элювиально-иллювиальная дифференциация в почве микроповышения происходила, по-видимому, на фоне неглубокого залегания остаточных карбонатов, в то время как в микропонижении иллювиирование развивалось в бескарбонатной толще. Интересно отметить, что в обеих почвах степень перераспределения илстой фракции примерно одинакова, несмотря на то что одна из них имеет сформированный подзолистый осветленный горизонт и явный морфологический профиль подзолистого типа, в то время как другая вообще не несет морфологических признаков осветления и только по хорошей морфологической выраженности иллювиального горизонта можно догадываться о том, что лежащая выше него толща должна подвергаться (или подвергалась в прошлом) элювиированию. Какой может быть природа этой элювиально-иллювиальной дифференциации в почве микропонижения, будет рассмотрено несколько ниже, при анализе данных валового химического состава ила и глинистой минералогии.

В валовом составе мелкозема обеих почв прослеживается слабое элювиально-иллювиальное перераспределение R₂O₃ (см. табл. 38). В элювиальной толще наблюдается увеличение содержания SiO₂ и некоторое уменьшение MgO и K₂O. Органо-аккумулятивный верхний горизонт отличается биогенным накоплением R₂O₃ и в небольшой степени — K₂O.

Химический и минералогический состав илстых фракций. Эти данные имеются только для луговой Са-гумусовой глубоковщелоченной почвы микропонижения (разрез 66-70). Валовой химический состав илстой фракции достаточно однороден по всему профилю (табл. 39). Наблюдается тенденция к небольшой потере Mg и K верхними горизонтами почвы. Те же черты отмечались и для луговых Са-гумусовых почв подтайги. Практически полная аналогия с почвами подтайги наблюдается и в минералогическом составе илстых фракций и характере его дифференциации по профилю (табл. 40, 41). В составе илстых фракций преобладают 2 : 1 силикаты, представленные иллитами и лабильными структурами — неупорядоченными смешаннослойными иллит-смектитами

CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Сумма
2,92	2,43	2,41	0,35	98,83
3,22	2,78	2,25	0,32	98,58
2,42	3,10	2,63	0,57	98,81
2,33	3,09	2,89	0,50	99,30
2,41	3,30	2,14	0,59	98,35
2,36	3,26	3,00	0,74	98,88
1,99	3,30	2,67	0,40	98,86

с переменной нормой переслаивания пакетов. В верхних горизонтах почвы (A1, AA^h и BhA^h) наблюдаются аномально высокие значения межплоскостных расстояний иллит-смектитовых минералов, что позволяет предполагать их супердисперсное состояние. В верхних горизонтах присутствует также вермикулит, диагностируемый по сжатию кристаллической решетки до 10 Å при насыщении калием (рис. 26). В составе илстых фракций,

Таблица 40

Содержание основных групп глинистых минералов в илстой фракции и отношение интенсивности рефлексов I и II порядка иллитов* (разрез 66-70)

Горизонт	Глубина, см	Каолинит + хлорит	Иллит	Лабильные силикаты	$\frac{I_{001}}{I_{002}}$ иллитов
A1	14-24	$\frac{21}{6}$	$\frac{24}{7}$	$\frac{55}{16}$	3,8
AA ^h	30-40	$\frac{19}{6}$	$\frac{23}{7}$	$\frac{55}{18}$	3,7
BhA ^h	50-60	$\frac{17}{7}$	$\frac{26}{11}$	$\frac{57}{23}$	$\frac{4}{4}$
	70-80	$\frac{20}{8}$	$\frac{29}{12}$	$\frac{51}{21}$	$\frac{6}{4}$
Bhg	90-100	$\frac{25}{10}$	$\frac{21}{9}$	$\frac{54}{22}$	4,4
	130-140	$\frac{28}{9}$	$\frac{30}{10}$	$\frac{42}{14}$	4,0
BCcag	150-160	$\frac{31}{12}$	$\frac{27}{11}$	$\frac{42}{17}$	5,3

* В числителе — % от суммы трех компонентов, в знаменателе — % от почвы (с учетом содержания ила).

лежали глубоко и не влияли на почвообразование. Может быть, в оптимуме голоцена супердисперсное состояние глинистого компонента верхних горизонтов могло только поддерживаться в результате аккумуляции бокового стока в микропонижениях в условиях субгумидного ландшафта.

Следует напомнить, что в подтайге в почве микропонижения (разрез 16-70) также были выявлены признаки супердисперсности лабильных трехслойных силикатов, но в нижних горизонтах профиля, на глубине 100–140 см. Отсутствие подобных признаков в верхних горизонтах позволяет думать, что рассоление этой почвы шло однонаправленным нисходящим током и микропонижения в это время не существовало. Оно сформировалось позже, когда верхние горизонты были рассолены, а нижние испытывали воздействие капиллярной каймы слабоминерализованных почвенно-грунтовых вод, лежащих глубже их современного уровня (предположительно, лугово-черноземные почвы). Как уже отмечалось, подобная ситуация могла иметь место в конце бореального — начале атлантического периодов голоцена.

Таким образом, полученный материал по характеру элювиально-иллювиальной дифференциации и состоянию глинистого материала в луговых Са-гумусовых почвах южной тайги Западной Сибири показывает, что голоценовая история этих почв на разных элементах микрорельефа (и, очевидно, мезорельефа) складывалась различно. Почвы микропонижений не испытали в голоцене подзолистого этапа почвообразования. Напротив, почвы микроповышений имеют в своем профиле отчетливые признаки этого этапа, которые выражены не только элювиально-иллювиальным перераспределением ила, но и потерей смешаннослойного иллит-сметитового материала из элювиальной толщи и накоплением в ней каолинита. Эти признаки выявлены для автономных дерново-подзолистых почв Западной Сибири (Градузов, Палечек, 1968; Шоба, 1972; Никитин, Градузов, 1977). Судя по свойствам почвы микроповышения (разрез 70-70), она также испытала подобный подзолистый этап развития, сменившийся в недавнем прошлом луговым этапом.

Предполагаемые профилообразующие ЭПП. Свойства луговых Са-гумусовых почв южной тайги, процессы, их формирующие, полигенетичный характер почв позволяют предположить схематичную последовательность во времени определенных сочетаний ЭПП, сформировавших изученные почвы (рис. 27). Тем самым представляется возможность выявить основные этапы почвообразования, которые могли пройти эти почвы в голоцене и которые оставили те или иные признаки в современных профилях этих почв. Соответствующий анализ свойств и ЭПП проведен таким же образом, как и для почв подтайги.

Основное внимание уделено почве микропонижения, так как пути возможной голоценовой эволюции почв на повышениях рельефа неоднократно обсуждались в литературе, в частности и в работах одного из авторов этой статьи (Караваева, 1978б).

1. ЭПП гумусообразования. Как и в изученных почвах подтайги, в разрезе 66-70 микропонижения выражены две группы подобных ЭПП: образование на месте темноцветного гумуса типа мулль-модер и мулль и нисходящая миграция подвижных гумусовых соединений по профилю и за его пределы. Современный ЭПП гумусообразования на месте протекает в

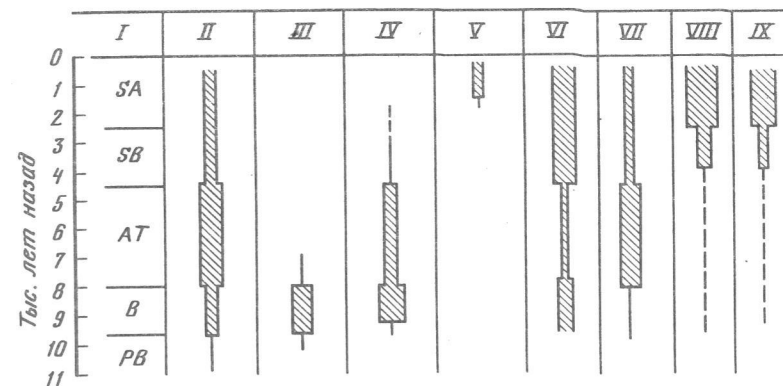


Рис. 27. Основные элементарные почвообразовательные процессы в луговых Са-гумусовых почвах южной тайги

I — периоды голоцена; II — гумусо (мулль) образование; III — рассоление — осолонцевание — осолодение IV — выщелачивание карбонатов; V — вторичное окисление; VI — элювиально-иллювиальная дифференциация, лессиваж; VII — то же, разрушение Mg-хлоритов; VIII — оглеение; IX — конкрециобразование

верхних горизонтах A0A1 и A1, до глубины 28 см. Формируются гумусовые соединения фульватно-гуматного состава, преобладают фракции ГК-1 и ФК-1. Продуцирование достаточно подвижных гумусовых соединений позволяет предполагать, что в современный период вполне вероятно их нисходящая миграция. В большей степени это относится к ФК, относительное содержание которых увеличивается с глубиной в иллювиальной толще, нижняя часть которой характеризуется фульватным составом гумуса. ЭПП миграции ФК обладает широким экологическим диапазоном: он протекал на предшествующих этапах развития почвы, протекает и в современных условиях.

ЭПП гумусообразования, сформировавший муллевый серый гумус Са-гуматного состава в горизонтах AA^h и BhA^h на глубине 28–82 см, действовал, по-видимому, на одном из предшествующих этапов развития почвы, который на основании палеогеографических представлений и радиоуглеродного возраста вторых гумусовых горизонтов хронологически может быть отнесен к оптимуму голоцена (атлантический период) и, возможно, ко второй половине бореального периода. В это время могли формироваться мощные темноцветные почвы типа лугово-черноземных. На этом темноцветном этапе гумусовые профили Са-гуматного состава были характерны для дренированных микропонижений рельефа, в условиях субгумидного климата. Изменение ландшафтно-климатической обстановки 4,0–4,5 тыс. лет назад и становление южнотаежных ландшафтов способствовали перемене в характере ЭПП гумусообразования, все более продуцировались фульватно-гуматные соединения с преобладанием ГК-1 и ФК-1. Они трансформировали в сильной степени верхнюю часть мощного темноцветного горизонта (A0A1 и A1), в меньшей степени — его нижнюю часть (AA^h), которая начала подвергаться процессам элювирования и разрушения темноцветного гумуса. Активизация элювиально-иллювиальной дифференциации профиля привела к формированию иллю-

виальной толщи на месте нижней части бывшего темноцветного горизонта. Здесь педы, пропитанные Са-гуматными соединениями, оказались "закрытыми" темными гумусо-глинистыми и глинистыми пленками иллювиального материала, что в значительной мере предохранило внутрипедный гумус от трансформации.

Таким образом, хронологическую последовательность ЭПП гумусообразования в луговой Са-гумусовой глубоковщелоченной почве можно представить следующим образом: аккумуляция Са-гуматного гумуса и, возможно, нисходящая миграция фульватных соединений; аккумуляция фульватно-гуматного гумуса, частичное разрушение бывшего Са-гуматного гумуса; активное иллювиирование темноокрашенного гумусо-глинистого материала (и фульвокислот).

Появление в профиле жестких почвенно-грунтовых вод пока не отразилось на его гумусовом состоянии, так как в микропонижении, по-видимому, превалирует влияние поверхностных мягких вод. Прогрессирующее поднятие уровня почвенно-грунтовых вод будет сначала способствовать сохранению Са-гуматного состояния соответствующих горизонтов профиля. Затем усиление оглеения и огрубление и заторфовывание верхних горизонтов, заболачивание этой почвы, очевидно, должны в сильной степени трансформировать ее гумусовое состояние, но характер подобной трансформации не изучался.

2. ЭПП рассоления—осолонцевания—осолодения. На современном этапе почвообразования эта группа ЭПП исключена. Учитывая исходную засоленность почвообразующих пород и локальное присутствие сульфатов в минеральном ложе болот, можно полагать, что эти ЭПП могли совершаться в профиле, вероятнее всего, в бореальном периоде — первой после перигляциальной обстановки гумидной эпохе голоцена. Территория южной тайги, по-видимому, рассолялась активно: дренаж еще был благоприятным, торфяных болот почти не было. В почвах повышенный (и микроповышенный) рельефа этот процесс не оставил очевидных признаков. Хотя теоретически и можно предполагать некоторое проявление осолонцевания—осолодения, фактически следов этих процессов не осталось (Уфимцева, 1974). В микропонижениях в результате воздействия ЭПП этой группы осталось супердисперсное состояние трехслойных лабильных силикатов. Возможно, что эти же ЭПП отчасти способствовали элювиально-иллювиальному перераспределению глинистого материала.

3. ЭПП выщелачивания карбонатов. Этот процесс мог проявляться в течение преобладающей части голоцена. Его начало следует отнести к бореальному периоду, сразу вслед за начавшимся рассолением почво-грунтов. В оптимуме голоцена, вероятнее всего, обескарбоначивание несколько замедлилось. Формирование в это время темноцветных Са-гуматных почв свидетельствует о присутствии карбонатов в почвенном профиле. Особенно близко они залегали на микроповышениях, где и сейчас еще фиксируются в пределах верхнего метра (разрез 70-70). В микропонижениях они были выщелочены глубже. Процесс активизировался на рубеже АТ—SB и до настоящего времени интенсивно действует в почвах микроповышений (без почвенно-грунтовых вод). В почвах микропонижений он, по-видимому, закончился в конце SB — первой половине SA, почвенный профиль был полностью обескарбоначен.

4. ЭПП вторичного окарбоначивания. В почве микропонижения этот ЭПП активно проявляется только в водоносном горизонте, с глубины 150 см, но слабое влияние карбонатных растворов обнаруживается с глубины 82 см в виде тенденции к ооидному микростроению почвенной массы, хотя видимых выделений кальцита здесь нет. Процесс начался, по-видимому, во второй половине SA в связи с подъемом жестких почвенно-грунтовых вод, происходил на бескарбонатном фоне и даже в самом нижнем горизонте проявился очень незначительной аккумуляцией карбонатов. В целом вялое проявление этого ЭПП в почве микропонижения можно объяснить значительным количеством мягкой поверхностной влаги, фильтрующейся через почвенный профиль.

Большая интенсивность этого ЭПП свойственна почве микроповышения. Количество поверхностной мягкой влаги здесь гораздо меньше, а присутствие остаточных карбонатов в нижней части профиля повышает их концентрацию в восходящих токах растворов. В этих почвах выделения вторичного кальцита фиксируются в подзолистом горизонте, возможно (судя по величине pH и состоянию поглощающего комплекса), они есть и в горизонте A1A2, но не были обнаружены микроморфологически в связи с их редким локальным проявлением (не попали в поле шпифа). Поскольку на исследованном участке уровень почвенно-грунтовых вод имеет тенденцию к поднятию, ЭПП вторичного окарбоначивания активно развивается в профилях обеих изученных почв.

5. ЭПП элювиально-иллювиальной дифференциации (группа ЭПП). Полная аналогия профильного распределения илистой фракции, химического и минералогического состава глинистого материала почвы микропонижения и луговых Са-гумусовых почв подтайги позволяет предполагать, что в них действовали одни и те же ЭПП, обеспечивающие элювиально-иллювиальную дифференциацию профиля (см. раздел о почвах подтайги). Следует отметить только, что в почве микропонижения в южной тайге явное наличие признака бывшего осолонцевания верхних горизонтов позволяет предполагать, что здесь в процессах перемещения ила по профилю в большей степени могло участвовать осолодение, чем в почве микропонижения в подтайге. Одно из возможных объяснений этого, казалось бы, противоречивого утверждения заключается в том, что в южной тайге микропонижение существовало уже в начале голоцена и его почва всегда развивалась как геохимически подчиненная. Почва микропонижения в подтайге испытала ЭПП рассоления—осолонцевания—осолодения как геохимически автономная, а микропонижение — вторичное, суффозионное, возникшее после удаления солей и заглубления карбонатов.

Группа ЭПП элювиально-иллювиальной дифференциации в почве микроповышения (разрез 70-70), по-видимому, была аналогичной или близкой к почве микропонижения на темноцветном этапе почвообразования. Но наступление гумидной обстановки на рубеже АТ—SB способствовало дивергенции направлений почвообразования в обеих почвах, в частности, характера ЭПП элювиально-иллювиальной дифференциации. Почва микроповышения в той или иной степени была дифференцирована по подзолистому типу, почва микропонижения в общем продолжала развиваться как темноцветная в связи с карбонатным геохимическим фоном территории, хотя в ее профиле также активизировалась элювиально-иллювиальная

дифференциация, но иного характера, и проявление ее было значительно более слабым.

6. ЭПП оглеения и ЭПП конкрециообразования. В условиях тяжелых пород и слабого дренирования территории эти ЭПП в той или иной степени могли проявляться в течение всего голоцена начиная с бореального периода. Современный этап почвообразования, характеризующийся неглубоким залеганием почвенно-грунтовых вод, отличается активизацией этих ЭПП. Сильное оглеение свойственно нижним горизонтам, локальная глееватость — преобладающей части профиля. Конкреционность также увеличилась в средней и нижней частях профиля. Оба эти ЭПП при прогрессирующем подъеме почвенно-грунтовых вод будут интенсивно развиваться, оглеение до конца, т.е. до полного заболачивания, конкрециообразование, по-видимому, до установления условий стабильного оглеения.

Проведенный анализ позволяет предположить, что голоценовая эволюция изученных почв южной тайги представляла последовательную смену следующих основных этапов почвообразования:

I этап — поздние и послеледниковые, предбореальный период. Предполагается, в перигляциальных условиях формировались засоленные почвы с маломощным гумусовым горизонтом, как и в подтайге.

II этап — бореальный и часть атлантического периодов, первая гумидная эпоха для современной южной тайги. Палеопочвенная реконструкция для этого времени неясна и сложна, как и переход существовавшего тогда почвообразования в почвообразование оптимума голоцена. Лесные гумидные ландшафты формировались, по-видимому, на чрезвычайно пестром геохимическом фоне: шли процессы рассоления и выщелачивания карбонатов, характеризующиеся большой пространственной неоднородностью. В замкнутых понижениях начали формироваться болотные низинные торфяно-глеевые почвы, в минеральном ложе которых присутствовало какое-то количество легкорастворимых солей. В дренированных понижениях, как уже отмечалось, шли процессы осолонцевания и, по-видимому, осолодения. Почвенно-грунтовые воды на водоразделах лежали глубоко, а формирующиеся здесь почвы, вероятнее всего, были очень различны по свойствам, в зависимости от степени проявления процессов рассоления, обескарбонирования и связанного с ними гумусообразования. В литературе имеется одна радиоуглеродная дата для второго гумусового горизонта на глубине 40–50 см (8600 ± 1100 лет, МГУ-124; Василенко, 1973). Она свидетельствует о том, что на этом этапе среди автономных компонентов почвенного покрова могли присутствовать темноцветные почвы с достаточно мощным гумусовым профилем и, по-видимому, близким залеганием карбонатов. Поэтому можно полагать, что и в дренированных понижениях было вероятным существование темноцветных почв с гумусовым горизонтом в пределах верхнего метра, солонцеватых и, возможно, карбонатных или выщелоченных. Мы назовем их условно лугово-черноземными солонцеватыми (а для конца периода — остаточно-солонцеватыми). Для реконструкции почвы микроповышения на этом этапе мы не располагаем данными.

III этап — атлантический оптимум голоцена, близкие к лесостепным условия. Подавляющее большинство радиоуглеродных дат вторых гумусовых горизонтов приходится именно на этот период. Поэтому в литературе существует достаточно обоснованное мнение, что в почвенном покрове во-

доразделов в это время преобладали темноцветные почвы (с активным гумусонакоплением муллевого типа и неглубоким залеганием карбонатов). По-видимому, это был спектр почв, свойственный лесостепным условиям: серые лесные, черноземы, лугово-черноземные, луговые и др. Как уже отмечалось, не совсем ясно, по какому почвенному фону произошла эта эволюция, так как представления о почвообразовании бореального времени практически отсутствуют. По-видимому, все-таки можно полагать, что в бореальное время из-за особого геохимического фона (неглубокое залегание карбонатов и даже солей), несмотря на гумидные условия, темноцветные почвы могли играть значительную роль в почвенном покрове и "перейти" в таком виде в оптимум голоцена. Лесостепная обстановка способствовала максимальному развитию гумусообразования, несколько затормозила выщелачивание карбонатов. В почвах понижений рельефа сформировались наиболее мощные гумусовые горизонты, выщелачивались карбонаты и, по-видимому, сохранялась солонцеватость (лугово-черноземные выщелоченные остаточно-солонцеватые?).

IV этап — суббореальный и часть субатлантического периодов (до подъема уровня почвенно-грунтовых вод). Характеризуется похолоданием и увлажнением климата, становлением южнотажных ландшафтов. Активизируются ЭПП выщелачивания карбонатов и лессиважа, изменяются ЭПП гумусообразования в сторону формирования более подвижных гумусовых веществ. На наиболее дренированных участках водоразделов возникает ЭПП оподзоливания с полным или частичным стиранием бывшего темноцветного профиля, на плоских участках сохраняется в той или иной степени темноцветный профиль в связи с близким залеганием карбонатов (дерново-глеевые автономные почвы). В замкнутых понижениях в это время активизируется рост торфяных залежей. В дренированных понижениях происходит полное обескарбонирование профиля, стирание солонцеватости. Трансформация темноцветного гумусового профиля сопровождается нисходящей миграцией темных гумусо-глинистых суспензий, формированием верхнего значительно менее мощного (~ 28 см) гумусового горизонта фульватно-гуматного состава и сохранением нижней Са-гуматной части древнего темноцветного горизонта. В толще последней формируется современный иллювиальный горизонт. Это луговая (на поверхностном добавочном увлажнении) бескарбонатная почва на реликтовом профиле лугово-черноземной почвы.

V этап — современный, вторая половина субатлантического периода. Обусловлен появлением в профиле жестких почвенно-грунтовых вод. Почва — луговая Са-гумусовая слабо вторично-карбонатная.

Общая схема развития луговых Са-гумусовых почв подтайги и южной тайги в голоцене

Корреляция представлений, полученных в результате анализа возможных путей развития в голоцене современных луговых Са-гумусовых почв в подтайге и южной тайге, дает основание выделить пять главных этапов голоценовой эволюции этих почв (табл. 42). Рассмотрение общности и различий свойств этих почв в двух разных подзонах с позиции их эволюции

Этап почвообразования, период голоцена	Подзона и почва	
	подтайга	южная тайга
I — поздние и последние ковье, предбореальный	Засоленные почвы с маломощным гумусовым горизонтом (?)	
II — бореальный и часть атлантического	Лугово-черноземные карбонатные глубоко- солонцеватые	Лугово-черноземные солонцеватые и остаточ- но-солонцеватые
III — атлантический (оптимум)	То же	Лугово-черноземные выщелоченные остаточного-солонцеватые
IV — суббореальный и часть субатлантического (до подъема почвенно-грунто- вых вод)	Лугово-черноземные выщелоченные	Луговые кислые (поверхностного увлажнения) бескарбонатные (на реликтовом профиле лугово-черноземной почвы)
V — вторая половина суб- атлантического (подъем почвенно-грунтовых вод)	Луговые Са-гумусовые выщелоченные глубоко вторично-карбонатные (на реликтовом профиле лугово-черноземной почвы)	Луговые Са-гумусовые глубоко и слабо вторично- карбонатные (на реликтовом профиле лугово-черноземной почвы)

позволяет говорить о том, что их общность является результатом очень сходного эволюционного пути в первой половине голоцена (до рубежа АТ—SB), а их различия — результатом дивергенции направления почвообразования с названного временного рубежа и до недавнего времени. Последний этап почвообразования, связанный с появлением жестких почвенно-грунтовых вод, вновь сближает характер почвообразования и способствует конвергенции свойств этих почв в разных подзонах. Коротко поясним этот общий вывод.

Почвообразование в обеих подзонах началось, по-видимому, одинаково: в перигляциальных условиях формировались засоленные малогумусные и, по-видимому, маломощные почвы. На следующем этапе, в бореальный и частично атлантический период, почвообразование уже могло бы различаться в обеих подзонах, так как климатические условия на территории современной южной тайги, по палеогеографическим представлениям, были более гумидными, чем на территории современной подтайги. Но этого не произошло по причине засоленного и карбонатного геохимического фона, который оказался определяющим для характера почвообразования, особенно для плоских и пониженных элементов рельефа, о которых главным образом и идет речь. Легкорастворимые соли и карбонаты вымывались в обеих подзонах, интенсивность этих ЭПП в основном и определяла подзональные различия почв в это время. В подтайге эти ЭПП шли медленнее, соли вымывались на глубину первых метров от поверхности, карбонаты, вероятно все-

го, залежали близко. В южной тайге интенсивность этих ЭПП была сильнее, соли были удалены, но карбонаты остались неглубоко, а в некоторых местах — близко к поверхности. Карбонатный фон в обеих подзонах обусловил формирование сходных темноцветных почв, названных нами условно лугово-черноземными. Подзональные различия этих почв заключались в глубине залегания карбонатов и характере солонцеватости профиля, которая возникла в почвах понижений в процессе расселения территории.

Можно думать, что в связи с недостаточно глубоким удалением солей в подтайге солонцеватость еще могла быть "живой" в самых нижних горизонтах почв, в южной тайге к концу рассматриваемого периода она, очевидно, имела остаточный характер.

Следующий этап почвообразования — оптимум голоцена — притормозил ЭПП выщелачивания карбонатов в обеих подзонах (лесостепь — северная степь) и дальнейшее вымывание солей в подтайге, так как они лежали уже ниже границы промачивания. Оптимизация климатической обстановки на фоне близкого или неглубокого залегания карбонатов способствовала максимальному для всего голоцена развитию ЭПП муллевого гумусообразования — и по аккумуляции Са-гуматного гумуса, и по мощности развития гумусового профиля. Лугово-черноземные почвы обеих подзон испытали главным образом трансформацию гумусового состояния, их карбонатный профиль изменился незначительно.

Эти три первые этапа развития, крайне сходные по характеру почвообразования, и определили общность изученных почв. Четвертый этап почвообразования является фактически единственным за всю голоценовую историю, когда изученные почвы в двух разных подзонах подвергались все большей дивергенции. Установилось современное ландшафтно-подзональное разделение территории. В подтайге несколько углубилась граница карбонатов, но они все-таки остались в пределах верхнего метра от поверхности, несколько трансформировался состав гумуса в сторону большей подвижности, стала менее мощной сфера активного почвообразования. Но наложение этой трансформации на лугово-черноземный профиль все-таки не сделало его иным — почва продолжала оставаться лугово-черноземной.

В южной тайге, как уже отмечалось, профиль исходной лугово-черноземной почвы подвергся очень существенной трансформации. Сформировалась кислая бескарбонатная луговая (поверхностного увлажнения) почва с современным гумусовым горизонтом небольшой мощности и слабой элювиально-иллювиальной дифференциацией. Нижняя часть гумусового горизонта реликтовой лугово-черноземной почвы прилепилась к современному гумусовому горизонту и сделала гумусовый профиль этой полигенетичной почвы достаточно мощным для условий южной тайги.

Современный, пятый этап совершается под влиянием жестких пресных почвенно-грунтовых вод в обеих подзонах. Основные ЭПП, обуславливающие эволюцию почв, — это вторичное окисление и оглеение главным образом нижних горизонтов (глубина почвенно-грунтовых вод пока значительная). Поднятие почвенно-грунтовых вод будет способствовать усилению этих ЭПП. К ним со временем присоединятся различные ЭПП трансформации гумусового состояния почв: огрубление гумуса, формирование торфянистого органического вещества, изменение муллевого гумуса в условиях стабильного оглеения. Очевидно, это следующий этап эволюции почв.

СУЩНОСТЬ ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ К ИХ ИЗУЧЕНИЮ

ЗОЛОВЫЙ ПРИВНОС ПЫЛИ В ЛЕСНОЙ ЗОНЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ В ГОЛОЦЕНЕ

В настоящее время в ряде наук, исследующих современные и древние процессы почвообразования и континентального литогенеза, оформились две концепции формирования субаэральных почв и кор выветривания.

Первая, классическая, концепция, берущая начало от В.В. Докучаева и К.Д. Глинки, заключается в том, что почва и кора выветривания развиваются в стабильной толще материнской породы в глубь от фиксированной дневной поверхности и в конце концов достигают зрелого равновесного состояния, различного в разной природной среде.

Вторая концепция, оформившаяся при изучении лёссовых толщ и заключенных в них погребенных почв, наряду с подобным ходом процесса "вводит" в систему почво- и корообразования регулярное поступление на дневную поверхность олового силикатного материала — оловой пыли, при этом толща почв на водораздельных пространствах растет вверх. Эта концепция наиболее убедительно объясняет генезис лёссов Русской равнины. Процесс почвообразования усложняется: наряду с преимущественно нисходящими гравитационными механизмами дифференциации профиля действуют процессы привноса минеральной массы в гумусовые горизонты и их рост вверх, в результате чего радиоуглеродный возраст горизонтов таких почв с глубиной увеличивается (Герасимов, 1968).

Эти концепции не альтернативны: в природе Земли реально существуют разные способы формирования почвенного тела, которые один из авторов предложил называть трендами педолитогенеза (Targulian, 1980).

Важно отметить реальное существование и автохтонного, или "нормального", по В.В. Докучаеву, тренда педогенеза как эпигенетического по отношению к сформировавшейся породе процесса, и аккумулятивного тренда педолитогенеза, в котором процессы почвообразования и выветривания постоянно или периодически сочетаются с процессами образования материнской породы, т.е. сингенетичны или переменны син-эпигенетичны. Первый случай — это почвообразование на стабильных дневных поверхностях без аэрального или флювиального привноса силикатного материала; второй — это почвообразование в условиях современного вулканизма, олового переноса вещества или в аллювиальных условиях, при которых на поверхность почвы постоянно, периодически регулярно или нерегулярно поступает силикатный материал.

Выбор той или иной концепции, определение тренда, в котором формировалась почва, может существенно влиять на генетическую трактовку

почвенного профиля, диктовать методы балансовых расчетов и в конечном итоге определять точку зрения на ход почвообразовательного процесса в целом.

До недавнего времени привнос оловой невулканической пыли на дневную поверхность не привлекал особого внимания при исследованиях большинства почв, в том числе исследованиях почвенно-генетического направления. Возможность такого отложения пыли на поверхности почвы не отрицалась, но и не учитывалась при построении концепций ее происхождения. По-видимому, этому способствовало слишком буквальное толкование докучаевского тезиса "почва — зеркало ландшафта" в смысле полного соответствия почвенного профиля "сегодняшнему" состоянию ландшафта. Если почва способна приходить в состояние "сиюминутного" соответствия со средой, можно не обращать внимания на возможное, но ничтожное (не видимое морфологически и аналитически) поверхностное накопление минерального материала, который будет тут же переработан в почвенную массу.

К настоящему времени понятие "зеркало ландшафта" усложнилось. Оказалось, что почвенный профиль отражает не только, а иногда и не столько сегодняшний ландшафт, но и былые ландшафтные обстановки, при этом обладает определенной "забывчивостью" по отношению к изменениям среды самого различного масштаба, что привело к возникновению понятий "почва-память" и "почва-момент" (Соколов, Таргульян, 1976). С этой точки зрения нас должно интересовать любое явление, происходившее с почвой во время ее формирования, тем более способное вызвать погребение, рост вверх — растяжение, трансформацию почвенных горизонтов.

Поскольку большая часть почв внетропических областей, а также многие почвы тропиков имеют голоценовый возраст, вероятность привноса оловой пыли в современные почвы и его роль в почвообразовании в течение голоцена вызывают большой интерес.

Оловый привнос и генезис дерново-подзолистых почв

Проблема олового привноса силикатного материала приобрела актуальность для решения вопроса о генезисе дерново-подзолистых почв лесостепной зоны Русской равнины в связи с полученными в последние годы результатами.

Подробное морфологическое и химико-минералогическое исследование и рассчитанный на их основе баланс веществ в профиле дерново-палеоподзолистой почвы, развитой на мощных покровных суглинках Клинско-Дмитровской гряды, показали избыточное накопление фракции физического песка в верхней 2-метровой толще почвенного профиля (Таргульян, Соколова и др., 1974а). При сравнении запаса фракции больше 0,01 мм в почве с ее запасом в исходной толще почвообразующей породы обнаруживается избыток в 369 кг/м², что на 32% превышает запас частиц этого размера в последней. Аналогичные балансовые расчеты, сделанные для буроземовидных псевдоподзоленных почв Эстонии, развитых на моренных суглинках, для глубокоподзоленных почв черневой тайги Салаира на мощных покровных суглинках, также показали то или иное избыточное накопление физического песка в верхних почвенных горизонтах (Рейнтам, 1979).

Для объяснения этого феномена были предложены две гипотезы (Таргульян, Соколова и др., 1974).

Первая — это почвенно-элювиальная усадка (суффозия). Ее суть сводится к тому, что суспензионный и хемогенный вынос веществ из исходного объема породы приводит к уменьшению количества пыли, ила, кремнезема, полутонких окислов в толще, к относительному накоплению наименее подвижных крупных фракций более 0,01 мм (кварц, устойчивые к выветриванию полевые шпаты) с последующей усадкой оставшегося вещества породы в меньший объем почвенного тела. Расчеты показывают, что избыточные 369 кг физического песка могли содержаться в дополнительной толще породы мощностью 64 см, "исчезнувшей" в процессе почвообразования. Иными словами, современный 200-сантиметровый профиль дерново-подзолистого почвенного покрова образовался из исходной 264-сантиметровой толщи однородного покровного суглинка.

Вторая гипотеза сводится к эоловому привносу силикатного материала на дневную поверхность в течение голоцена. Согласно этой гипотезе, наиболее четко сформулированной И.П. Герасимовым (1968) для курских черноземов на лёссах, на дневную поверхность водоразделов, сложенных позднеплейстоценовыми покровными суглинками, поступает алевритово-глинистый эоловый мелкозем, аналогичный по составу покровным суглинкам. Тонкие фракции этого эолового мелкозема, включаясь в подзолообразование, разрушаются и выносятся из почвы. Устойчивая кварц-полевошпатовая фракция крупнее 0,01 мм сохраняется, перераспределяется в профиле (образует горизонт А2, вмывается в трещины иллювиального горизонта) и избыточно накапливается. При этом не только не происходит уменьшения объема породы, как в случае почвенно-элювиальной суффозии, но, напротив, почвообразование идет при положительном балансе веществ, почва "растет вверх".

Современные почвы лесостепной зоны Русской равнины формировались в голоценовое время в течение 10–12 тыс. лет. Поступление эоловой пыли на протяжении голоцена со скоростью 0,1 мм/год (Герасимов, 1968) с последующим увеличением ее объемного веса при уплотнении (с 1 до 1,5 г/см³) может нарастить слой мелкозема мощностью около 60 см, т.е. примерно равный слою исчезнувшей или усевшей толщи по гипотезе почвенно-элювиальной суффозии. Эти независимо полученные расчетные величины свидетельствуют о существенном изменении объема и массы исходного материала почвы и отдельных горизонтов. Однако суть этих изменений проблематична и объясняется как усадкой породы, так и эоловым ростом.

Теоретически возможен и другой экстремальный вариант эоловой гипотезы, по которому предполагается привнос только песчано-крупнопылевого материала. Привнос средней, тонкой пыли и ила отсутствует. Из этого следует, что горизонты А1, А2 и А2В образовались в толще голоценового песчано-крупнопылевого наноса, а почвенный профиль в целом сформирован в разновозрастной двучленной толще.

В обоих вариантах эоловой гипотезы профиль сегодняшней почвы в значительной мере обогащен голоценовым материалом эолового происхождения. Учитывая, что согласно этой гипотезе основные черты почвенного профиля (элювиально-иллювиальная дифференциация профиля суглинистой дерново-подзолистого почвенного покрова) должны были формироваться синхронно с на-

коплением эоловой толщи, возможность, скорость и роль эолового привноса в генезисе текстурно дифференцированных почв Русской равнины приобретают первостепенное значение.

Обе гипотезы — почвенно-элювиальной суффозии и эолового привноса — можно считать теоретически возможными. Каждая из них в случае подтверждения имела бы значение не только для почвоведения, но и для четвертичной геологии, геохимии гипергенеза, палеогеографии, грунтоведения и других наук, изучающих поверхностные рыхлые образования. Каждая из гипотез может быть проверена рядом косвенных и прямых наблюдений. В настоящем разделе исследован один из путей проверки гипотезы эолового роста почв в течение голоцена в лесной зоне Русской равнины.

Получение данных, подтверждающих возможность накопления эоловой пыли в количестве, соизмеримом с массой горизонтов дерново-подзолистого почвенного покрова, существенно изменит наши представления о генезисе этих и им подобных почв, заставит новыми глазами взглянуть на последовательность, интенсивность и общий вещественный баланс процессов почвообразования во времени. В этой связи мы попытались рассмотреть методы обнаружения эолового привноса минеральной пыли на поверхности почвы в голоценовое время, выбрать наиболее подходящий метод эмпирического исследования этого процесса и оценить скорость и объем этого привноса для южной тайги Европейской территории СССР.

Источники эоловой силикатной пыли

Источниками эоловой пыли могут служить антропогенная пыль (выдувание земель, нарушенных хозяйственной деятельностью человека, промышленная пыль), космическая пыль, вулканические выбросы, терригенная пыль (раздуваемые незакрепленные грунты) (Кесь, Федорович, 1976).

А н т р о п о г е н н а я п ы л ь. При рассмотрении голоценового генезиса почв лесостепной зоны Русской равнины антропогенная пыль не должна учитываться, так как ее роль как фактора почвообразования проявилась лишь в самое последнее время. Так, в Вологодской и Томской областях в течение года поступает до 277–327 кг/га пыли, в промышленно развитых районах — 1–2 т/га (Пьявченко, Сибирева, 1962; Пьявченко, 1967, 1976). Это означает рост почв на 0,1–0,2 мм/год. В лесостепи Русской равнины наблюдается даже возврат верховых сфагновых торфяников к евтрофной стадии (Пьявченко, 1958). Огромные массы пыли переносятся на дальние расстояния при пыльных бурях в южных частях Европейской территории СССР (Доскач, 1975; Кесь, Федорович, 1976).

Несмотря на современную региональную интенсивность антропогенного фактора в образовании и переносе пыли, не он играл решающую роль в древнем голоценовом эоловом привносе. Поэтому основное внимание следует уделять таким факторам, как привнос космической, вулканической и "континентальной" (в основном аридной) пыли с раздуваемых открытых арен.

К о с м и ч е с к а я п ы л ь. Поступление космической пыли не может оказывать существенное влияние на почвообразование. Даже предположив максимальный привнос космической пыли на поверхность земного шара в $5 \cdot 10^6$ т/год (Лисицын, 1974), за все голоценовое время мы получим

около 100 г/м^2 (при расчете на поверхность эллипсоида Красовского — $5,1 \times 10^8 \text{ км}^2$). Расчет же на более скромную величину — 4000 т/год (Thompson, 1953) показывает поступление менее $0,1 \text{ г/м}^2$ пыли за весь голоцен. По-видимому, величиной того же порядка измеряется и количество пыли, образующейся при взрывах входящих в атмосферу Земли крупных метеоритов, учет которых практически отсутствует.

Вулканическая пыль. Осаждение вулканической пыли (пепла) происходит повсеместно и постоянно даже на значительном удалении от действующих вулканов. Среди минеральных частиц, содержащихся в толще ледниковых щитов Арктики и Антарктики, на любой глубине всегда присутствует примесь вулканического пепла (Hamilton, 1967; Thompson, 1973; Hammer, 1977). Увеличение содержания этих частиц в ледниковых толщах хорошо маркирует время крупных извержений как известных, так неизвестных и доисторических (Gow, Willington, 1971).

Оценивая возможную долю вулканической пыли в золовом привносе на поверхность почвы в лесостепной зоне ЕТС, сделаем ряд допущений. Предположим, что вулканическая деятельность в голоцене была постоянной и выброшенный пепел покрывал поверхность Земли равномерно. По данным Бютзе (Butze, 1955), с 1500 г вулканами было выброшено около 300 км^2 пепла. Согласно принятым допущениям, на 1 м^2 земной поверхности (эллипсоида Красовского) за голоцен мог выпасть слой рыхлого пепла толщиной около 1 см , который при уплотнении до $0,85 \text{ г/см}^3$ (средний объемный вес в андосолях, по Mohr et al., 1972) должен существенно уменьшаться. Это величина ничтожная, особенно если учесть неравномерное распределение пепла на земной поверхности. Даже при взрыве вулкана Кракатау в 1883 г., когда было выброшено более 18 км^3 пепла, основная площадь пеплопада, несмотря на глобальный разнос, составила менее 900 тыс. км^2 (Butze, 1955). Район Русской равнины сильно удален от голоценовых вулканических центров и поэтому реальное поступление пепла здесь было ничтожно малым, чтобы оказывать какое-либо влияние на почвообразование.

Таким образом, единственным источником возможного золового привноса мелкозем на поверхность почв Русской равнины в течение голоцена мог быть вынос из континентальных арен раздувания (аридные области, пляжи, высокогорья, молодые морены, различного рода обнажения), сопровождающееся переносом и осаждением терригенного, в основном кварц-полевошпатового вещества.

Терригенная пыль. Ведущая роль кварц-полевошпатового мелкозема в составе золовой пыли подтверждается преобладанием зерен такого состава в золовых примесях ледниковых толщ высоких широт (Hammer, 1977) и в донных осадках океанов (Aston, 1973). Возможность дальнего внутри- и межконтинентального переноса пыли от аридных очагов раздувания можно считать доказанной (Кесь, Федорович, 1976; Jackson et al., 1971, 1972). Спутниковые и наземные данные показывают интенсивный перенос пыли из Сахары в тропические зоны Северной и Южной Америки через Атлантический океан (Лисицын, 1974). Существует и глобальный перенос пыли в виде аэрозолей с преобладающим размером частиц от $0,2$ до 20 мкм (Юнге, 1965).

Основными очагами раздувания и поставщиками золовой пыли являются

Таблица 43

Скорость выпадения золовой пыли в океанических областях и некоторых районах суши

Объект исследования, способ определения	Скорость выпадения золовой пыли		Источник
	мм/год	г/м ² в год	
Поверхность Мирового океана (по донным осадкам)	0,002–0,004	2,8–4,4	Windom, 1969; Лисицын, 1974
Равнина Шарон, Ближний Восток (на основании механического и минералогического составов)	0,010	12	Karmeli et al., 1968
Южная тайга Русской равнины (на основании балансового расчета для дерново-подзолистых почв)	0,025	36	Таргульян, Соколова, и др., 1974
Современное выпадение пыли (в основном антропогенной) в промышленно развитых районах Европейской территории СССР (прямые данные)	0,030–0,240	30–200	Пьявченко, 1967, 1976
Курская лесостепь (на основании увеличения радиоуглеродного возраста гумуса черноземов с глубиной)	0,130–0,220	До 250	Герасимов, 1968
Каштановые почвы сухого Причерноморья (прямые данные)	2	2400	Бараков, 1913
Саксаульники Репетека (прямые данные)	1–3	До 3600	Кесь, Федорович, 1975

ся Сахара, пустыни юго-западной Азии, тропические пустыни западных побережий Америки, пустыни и лёссовые плато Китая. Существуют и более мелкие очаги, имеющие региональное значение. Основным поставщиком золовой пыли в Европу является Сахара (Yaalon, Ganog, 1973).

Золовое поступление терригенной пыли за счет раздувания ледниковых и приледниковых арен Северной Европы в плейстоцене имело, по-видимому, решающую роль в генезисе лёссов и лёссовидных алевроитовых суглинков Русской равнины (Величко, 1977).

Таким образом, если золовый перенос терригенного материала является единственным реальным источником золового привноса минерального вещества на поверхность почв Русской равнины, то какова же скорость этого привноса?

Имеющиеся данные крайне неоднозначны. Они зависят как от способов расчета, так и от районов наблюдения (табл. 43). Наибольшие скорости ($1–3 \text{ мм/год}$), естественно, отмечены в аридных областях прямыми наблюдениями — в песчаных пустынях Средней Азии (Кесь, Федорович, 1975), а также в сухих степях Причерноморья (Бараков, 1913). Меньшая величина ($0,1–0,2 \text{ мм/год}$) получена И.П.Герасимовым (1968) в соответствии с гипотезой золового "роста вверх" толщи курского чернозема, основанной

на факте увеличения с глубиной радиоуглеродного возраста гумуса. Еще на порядок меньшая скорость золowego привноса (0,01–0,02 мм/год) определена в гипотетических расчетах для равнины Шарон на Ближнем Востоке (Karmeli et al., 1968) и южной тайги Русской равнины (Таргульян, Соколова и др., 1974). Расчеты основаны на минералогических и балансовых исследованиях почвенного профиля.

Минимальные скорости приводятся для золowego поступления терригенного материала в донные осадки океанов. Согласно Виндому (Windom, 1969), ежегодно в Мировой океан оседает 1 млрд. т золовой пыли, а по данным А.П.Лисицына (1974) — 1,6 млрд. т. Расчет на площадь Мирового океана (360 млн. км²) показывает поступление пыли от 2,8 до 4,4 г/м² в год, что, будучи приведено к объемному весу поверхностных минеральных горизонтов суглинистых почв (1,1–1,3 г/см³), составило бы слой от 0,002 до 0,004 мм в год и за голоцен могло бы дать толщину от 2 до 4,5 см.

Основательным доводом в пользу золowego привноса пыли на дневную поверхность служат факты частого погребения археологических и исторических памятников на равнинах слоем мелкозема различной мощности и состава. Нередко эти факты трактуются как доказательство охватывающего всю сушу или крупные регионы золowego переноса мелкозема и роста почвы вверх. Между тем без серьезного исследования среды образования и вещества погребавших памятники наносов сам факт погребения мало о чем говорит. Он может быть результатом весьма различных локальных естественных и антропогенных процессов (намыв, местный передув, занос или нанесение человеком и др.).

Вещественный состав наносов изменяется от глин и суглинков до крупных и даже хрящевато-щебнистых песков, при этом такие наносы не образуют значительных по площади и однородных по составу чехлов. Все это свидетельствует о разном, локальном и не обязательно золовом генезисе рыхлых толщ, покрывающих памятники, и вряд ли может надежно доказывать наличие значительного по площади поступления золовой пыли в голоцене. Результаты глобального или межрегионального золowego переноса должны быть достаточно однофазными или хотя бы сходными на огромных территориях.

Методы определения силикатной золовой пыли

Расхождения в оценках скоростей золowego привноса настолько велики (на три-четыре порядка), что следует рассмотреть вопрос о методах определения золowego привноса на поверхность почв. Эти методы можно разделить на косвенные и прямые.

Косвенные методы. Примерами косвенного метода служат балансовые расчеты (Таргульян и др., 1974), предполагаемые скорости роста почвы вверх при определении возраста гумуса в профиле почв радиоуглеродным методом (Герасимов, 1968) или определений возраста различных участков почвенного профиля термолюминесцентным методом (Лазаренко, Шелкопьяс, 1973).

Следует отметить, что полученные такими методами данные дискуссионны. Так, в случае расчета баланса появляется альтернативная гипотеза почвенно-элювиальной суффозии. Удревнение радиоуглеродного возраста гу-

муса вниз по профилю чернозема может обуславливаться не накоплением золовой пыли и захоронением органического вещества, а большей биологической активностью верхней части почвенного профиля, вызывающей "омоложение" гумуса (Фокин, 1975). Данные термолюминесцентного анализа могут, как известно, содержать большую ошибку измерения.

Прямые методы. Этими методами выделяют и непосредственно исследуют минеральный материал — предполагаемую золую пыль. Последняя может идентифицироваться как компонент, выделяющийся по минералогическому составу, размерам, морфологии зерен, или как стратиграфически иной нанос (слой, горизонт), перекрывающий породы, почвы и другие объекты. Так, рядом авторов отмечается обогащение кварц-полевошпатовой пылью (преимущественно размером 2–20 мкм) почв, развитых на известняках и доломитах и содержащих ее в крайне незначительном количестве: терра-росса в Италии (Comel, 1952), Калифорнии (Marshall, 1970), терра-фуска в Австралии (Solar, 1964), красных почв Бермудских и Багамских островов (Syers et al., 1969; Bricker, Mackenzie, 1970). В последнем случае предполагается привнос преимущественно североафриканской пыли (Delany et al., 1967).

Золовой пылью считается пыль, которая слагает аргилликовый горизонт в неподвижных дюнах равнины Шарон (Ближний Восток), состоящий более чем на 90% из устойчивого к выветриванию кварц-полевошпатового песка (Yaalon, Dan, 1967). По присутствию аргилликового горизонта в серии погребенных почв, образующихся при эвстатических колебаниях уровня моря, предполагается отложение пыли в течение всего голоцена со скоростью 0,01 мм/год.

Полученные таким образом данные недостаточно доказательны, т.к. не позволяют по-иному взглянуть на генезис предположительно золowego материала. Так М.А.Глазовская и Е.И.Парфенова (1974) экспериментально доказали, что длительное выветривание карбонатных пород (известняков, доломитов) способно привести к значительной остаточной-элювиальной концентрации силикатной пыли, содержащейся в исходной породе в ничтожном количестве. Подобное остаточное вещество служит, в частности, почвообразующей породой для терра-росса Южного Крыма.

Таким же образом нельзя отрицать измельчение песчаных зерен, пусть даже устойчивого к выветриванию минералогического состава, до размеров пыли под действием коррозионного и инсоляционного процессов в пустынных условиях как альтернативы золовому привносу (Кесь, Федорович, 1976).

"Принцип чужеродности". Наиболее убедительно выглядят данные, полученные на основе "принципа чужеродности", т.е. тогда, когда вмещающая или подстилающая золовой материал порода при любых возможных изменениях не способна дать чужеродный материал предположительно золowego генезиса. Исключающая водный или гравитационный привнос обстановка окончательно убеждает в золовом происхождении минеральных зерен.

Примером могут служить находки в автономных условиях циркона и других тяжелых минералов, не свойственных почвообразующим породам, в почвах северного Нового Южного Уэльса Австралии (Corbet, 1968), кварцевой пыли в буроземах на бескварцевых нефелиновых и диабазовых

породах Западной Германии (Lentsching, Fieder, 1966) и в бескварцевых базальтовых почвах Австралии (Jackson et al., 1972; Isbell et al., 1977) и Гавайских островов (Jackson et al., 1971). В работах Джексона (Jackson et al., 1971 и др.) на основе изотопного анализа O_2 в составе кварца доказывается не гидротермальный (т.е. в самих базальтах и пиропластах) генезис кварца, а оловый, аллохтонный по отношению к коренным породам генезис кварцевой пыли, переносимой на острова Тихого океана с огромных расстояний.

На водораздельных поверхностях базальтовых плато Дальнего Востока СССР оловый перенос алевритовой пыли приводит к образованию двучленных рыхлых толщ: верхний слой состоит из сортированного кварц-полевошпатового алевритового суглинка олового генезиса, нижний — из бескварцевой глинисто-щебнистой толщи элювия долеритов и базальтовых лав. Мощность олового наноса увеличивается от низовий Амура к южному Приморью с 10 до 50 см, что позволяет предполагать пылевой перенос из Гоби и лёссовых равнин Китая.

Принцип чужеродности применяется и при определении оловой пыли в ледниках Антарктиды, Гренландии и Исландии (Hamilton, 1967; Gow, Willington, 1971; Thompson, 1973; Hammer, 1977). Здесь она обнаруживается во всей ледниковой толще.

В целом принцип чужеродности при эмпирическом определении олового переноса хорошо позволяет отделить оловый компонент от неолового. Однако при этом возникают большие трудности в определении скорости, объема и массы олового привноса. Во многих случаях оловый компонент, отложенный на дневной поверхности, сдувается, смывается, растворяется, дробится, т.е. первичные характеристики скорости, объема и массы существенно изменяются.

Для решения этих вопросов надо искать субстрат голоценового возраста, чужеродный по отношению к пылевым частицам и обладающий хорошей консервирующей и удерживающей способностью, допускающий технически несложный отбор образцов и разделение чужеродных фаз. Применительно к определению олового привноса пыли на дневную поверхность водораздельных почв южной тайги Русской равнины и оценке роли этого привноса в почвообразовании таким требованиям отвечает толща верхового торфа выпуклых олиготрофных торфяников, окруженных лесными массивами и расположенных в исключаяющих боковой привнос материала условиях рельефа.

Возраст торфяников может исчисляться тысячелетиями, известны торфяники даже плейстоценового возраста. При непрерывном росте вверх моховая толща собирает и прочно удерживает выпавшую на ее поверхность силикатную пыль. Сорбирующая и удерживающая способность верхового торфа настолько велика, что его применяют в качестве ловушек для определения загрязнения воздуха минеральными аэрозолями и другими летучими соединениями (Goodman et al., 1974). Существуют достаточно простые и хорошо отработанные методы для выделения силикатного материала из органической массы. Кроме того, водораздельные торфяники позволяют экстраполировать полученные данные по содержанию олового материала на водораздельные почвы.

Оловая пыль в верховых торфяниках таежной зоны

В качестве объектов исследования были выбраны обширные верховые водораздельные болота с заметно выпуклой поверхностью среди крупных лесных массивов. Одно из них — Мелехово болото — расположено в 1,5 км северо-западнее д. Мелехово (Переславский район Ярославской области) и входит в состав обширного Половецко-Купанского торфяного месторождения, расположенного на юге Угличской моренной возвышенности. По данным Н.А. Хотинского (1977), мощность озерно-болотных отложений, подстилаемых песками, на верховом участке болота составляет 11,5 м. Строение и периодизация торфянисто-сапропелевой толщи представлены на рис. 28.

На поверхности болота — редкая болотная сосна, клюква, сплошной покров сфагновых мхов. Верхние 5 м сложены преимущественно верховым торфом, из них 4,25 м, из которых были отобраны образцы, — преимущественно сфагновым. Подвергшаяся опробованию толща имеет следующее строение:

- 0–11 см. Торфяная подушка из сфагновых мхов со значительным участием *Sphagnum fuscum*.
- 11–100 см. Бурая, уплотненная, слаборазложившаяся, сырая сверху и мокрая внизу толща верхового сфагнового торфа с включениями сосновой коры и отдельных древесных угольков на глубине 11–37 и 75–100 см.
- 100–250 см. Бурая, уплотненная, слаборазложившаяся, мокрая (ниже уровня болотных вод) толща верхнего сфагнового торфа.
- 250–300 см. Бурая, темнее предыдущей, слаборазложившаяся толща сфагнового медиум-торфа.
- 300–320 см. Бурая слаборазложившаяся толща сфагнового мочажинного торфа.
- 320–425 см. Бурая слаборазложившаяся толща сфагно-пушицевого торфа, сильно уплотненная (пружинящая) в местах скопления стеблей пушицы. В нижней части слоя включения бересты.
- 425–450 см. Серовато-бурая среднеразложившаяся толща медиум-торфа с включениями бересты и сосновой коры, обогащенная песчаными минеральными зёрнами, заметными при растирании. Вся торфяная толща содержит корни и стволы деревьев, количество которых возрастает ниже 3 м.

Вторая точка опробования находится на обширном торфяном массиве в 4 км западнее д. Тихманьга (Каргопольский район Архангельской области). Поверхность торфяника занята болотной сосной, на моховой подушке — клюква, голубика. Мощность подушки сфагновых мхов с участием *Sphagnum fuscum* — 22 см. Толща на всю глубину опробования сложена слаборазложившимся верховым сфагновым торфом бурого цвета, мокрым, уплотненным; уровня вод в пределах разреза не обнаружено. Слой 45–50 см имеет большую степень разложенности и содержит мелкие древесные угли.

В разрезах послойно были вырезаны представляющие сплошную колонку кубовидные образцы торфа, объем которых определялся на месте. На Мелеховом болоте ниже уровня грунтовых вод (глубже 100 см) образцы брались торфяным буром. Затем они помещались в полиэтиленовые пакеты.

В лабораторных условиях во избежание потери минеральной пыли со стекающей водой образцы сушили в раскрытых пакетах при комнатной температуре до прекращения стекания, а затем в сушильном шка-

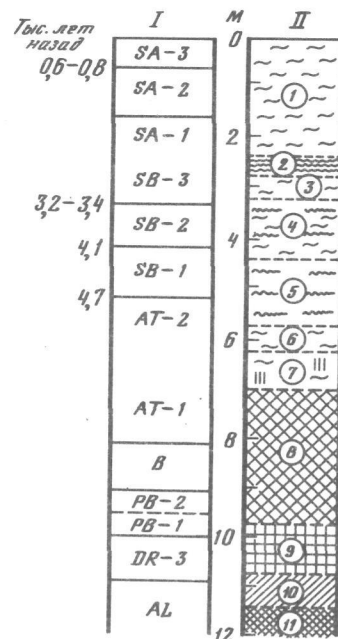


Рис. 28. Строение и периодизация голоценовой торфяной толщи Мелехова болота в Ярославской области (Хотинский, 1977)

I — периоды голоцена; II — строение торфяной толщи. Цифры в кружках: 1 — сфагновый верховой торф, разложение 10%; 2 — мелкоторф, разложение 15%; 3 — сфагново-мочажинный торф, разложение 10%; 4 — сфагново-пушищевый торф, разложение 15%; 5 — мелкоторф, разложение 20%; 6 — фускум-торф, разложение 15%; 7 — шейхериево-сфагновый торф, разложение 20%; 8 — торфянистый сапропель; 9 — известковый сапропель; 10 — торфянистый сапропель; 11 — пески

фу при температуре 105°C. Отмечено, что при горячей сушке торф теряет до 4% веса образца, высушенного при комнатной температуре над концентрированной серной кислотой. Эта возгонка летучих компонентов учитывалась при расчетах. Сухие образцы торфа озолжались в муфельной печи при температуре 400°C.

Дальнейшая обработка проводилась согласно методике отделения механических примесей при определении зольного состава. Зола в течение 5 мин кипяти-

лась в 5%-ном растворе соляной кислоты, после чего фильтрованием отделялась твердая фаза: кристаллические силикатные частицы и аморфный кремнезем. Последний затем растворялся в течение 1 мин в кипящем 5%-ном растворе едкого калия и удалялся фильтрованием. Минеральный остаток после удаления аморфного кремнезема отмывался, сушился, взвешивался и поступал на минералогический и механический анализы.

В каждом образце определялись общий вес сухого торфа, его объемный вес, его общая зольность (включая силикатный материал), содержание собственно силикатного материала (табл. 44).

Определение зольности торфа в обоих разрезах показало, что опробованием охвачена толща верхового типа. Общая зольность образцов колебалась от 1 до 4,3%, и только нижний слой опробования Мелехова болота (425—450 см) имел зольность 10,4% и был исключен из дальнейшего анализа как имеющий признаки перехода к высокозольной толще переходного типа, в которую силикатный материал мог быть принесен не только золовым, но и водным путем.

В золе был обнаружен силикатный кристаллический материал. Его доля в общей зольности изменяется от 5 до 75% при абсолютных значениях "силикатной" зольности 0,16—3,7%. Интересно отметить, что доля силикатной пыли в общей зольности торфяника Архангельской области заметно ниже по сравнению с тем же показателем для Ярославской области.

Выделенный силикатный кристаллический материал представляет собой порошок белого (Тихманьга) или бурого (Мелехово) цвета. Механический состав выделенного материала изменяется от легкосуглинистого до глинистого (табл. 45). Содержание различных фракций, в том числе песчаных,

колеблется в больших интервалах. Верхние и нижние границы содержания отдельных фракций для обоих разрезов приблизительно совпадают.

Микроскопическое исследование крупных фракций выделенного материала показало, что: 1) содержание крупных зерен фракции среднего песка в торфянике Ярославской области существенно выше их содержания в торфянике Архангельской области и имеет тенденцию к увеличению на глубине 300—450 см; 2) в обоих торфяниках песчаные и крупнопылевые зерна представлены зернами кварца и полевого шпата, при этом кварцевые зерна абсолютно преобладают; 3) форма зерен может быть как округлой, так и угловатой, содержание зерен угловатой формы выше в торфянике Мелехова болота; 4) кавернозность на поверхности зерен практически отсутствует, поверхность матовая, что может объясняться достаточно жесткой обработкой в кипящем растворе щелочи при выделении силикатного материала.

Песчано-пылевато-глинистый, кварц-полевошпатовый материал в крупных фракциях мы считаем занесенным в торфяник золовым путем, другие источники его поступления в данной обстановке предположить трудно.

Для получения сравнимых величин содержания силикатного материала в различных слоях торфяных толщ они рассчитаны на торфяную пластинку толщиной 1 см и сечением в 1 м². Итоговые показатели для слоя также рассчитаны на призму торфа сечением 1 м² (см. табл. 44).

При проведении расчетов приняты некоторые допущения. Поскольку образцы торфа Мелехова болота глубже 100 см брались буром, их объем не мог быть определен. Он вычислен приблизительно путем деления веса образца на объемный вес самого глубокого слоя (75—100 см), взятого в виде кубовидного образца. Это допущение могло несколько исказить полученный интегральный для толщи результат, но, судя по незначительному изменению объемного веса в глубоких слоях торфяника Архангельской области и достаточной однородности толщи торфяника Мелехова болота, искажение вряд ли может быть существенным.

Таким образом, расчеты показали, что в толще 0—425 см торфа Мелехова болота содержится 2825 г/м² силикатного материала, накопившегося, согласно палеогеографической периодизации торфонакопления (личное сообщение Н.А. Хотинского), за период около 4200 лет. Накопление золовой пыли в верховом торфянике Архангельской области составляет 400,6 г/м² в толще 180 см. Эта величина того же порядка, что и в толще, равной мощности Мелехова болота.

Близкое совпадение величин для равных толщ невозможно из-за разных скоростей накопления пыли и торфообразования, с одной стороны, и болотных пожаров, вызывающих неконтролируемое уменьшение мощности торфа — с другой. Пожары проявляются в верхней части обоих разрезов слоями с увеличенным содержанием силикатного материала (слой 42—67 см в болоте у д. Тихманьга, слои 11—37 и 75—100 см Мелехова болота).

Пересчет, произведенный на основе допущения экстраполяции полученных данных на суглинистые почвы водоразделов с учетом объемного веса современного горизонта А2 дерново-подзолистых почв на покровных суглинках (1,2—1,4 г/см³), позволяет определить мощность слоя, на который увеличилась почва в течение 4,2 тыс. лет в результате золового привноса, в 2—2,3 мм.

Таблица 44

Содержание силикатного материала в верховых торфах Ярославской и Архангельской областей

Глубина, см	Объем образца, см ³	Вес абсо- лютно сухо- го образца, г	Объемный вес торфа, г/см ³	Вес золы при озолении образца, г	
				общий	силикатной части
Мелехово, Ярославская область					
0-11	16896	Не опр.	Нет	9,2	5,8
11-37	6050	262,1	0,43	7,7	4,5
37-75	9614	Не опр.	Нет	4,9	2,6
75-100	2913	201,0	0,070	8,6	6,2
100-150	3125*	215,6	0,070	2,4	1,2
150-175	2754*	190,0	0,070	1,9	0,8
175-200	Не опр.	Не опр.	Нет	3,0	1,7
200-250	3604*	248,7	0,070	3,9	2,1
250-300	3929*	271,1	0,070	3,4	1,4
300-350	1060*	70,4	0,070	1,2	0,9
350-400	4426*	305,4	0,070	8,7	4,5
400-425	3945*	292,2	0,070	9,3	3,4
425-450	1083*	74,4	0,070	7,8	5,8
Тихманьга, Архангельская область					
0-22	13680	Не опр.	Нет	12,6	3,3
22-42	3740	173,2	0,045	3,6	1,1
42-67	4140	294,8	0,071	8,8	1,7
67-102	10890	807,9	0,074	25,9	2,3
102-135	3456	246,4	0,071	9,7	0,7
135-180	3990	238,7	0,060	8,6	0,4

* Образцы, объем которых определен приблизительно путем деления их веса на объемный вес слоя 75-100 см. ** Величина рассчитана как среднее между соседними величинами.

Насколько реально полученные данные представляют поступление золовой пыли на дневную поверхность водоразделов за исследуемый 4200-летний отрезок времени? Искажающими факторами могут быть перемещение пыли в торфяной толще за пределы глубины опробования или ее полное разрушение. Учитывая слабую подвижность воды в торфе и отсутствие признаков резкого изменения обводненности в исследуемой толще Мелехова болота, можно допустить, что суспензионная миграция силикатной пыли внутри торфяной толщи существенного значения не имеет.

Заметное разрушение пыли в массе торфа должно было бы отражаться в ее прогрессивном убывании с глубиной — с увеличением длительности захоронения, чего, однако, не наблюдается. Вместе с тем возможная ошибка в сторону занижения содержания золового материала в торфе при ничтожности полученных величин никакого влияния на качественную сторону вопроса оказать не может. Таким образом, мы вправе доверять полученному порядку цифр.

Зольность торфа, %			Вес силикатного материала, г/м ²	
общая	силикатная	доля силикатной зольности в общей	в объеме 1 см · м ²	в целом слое
Мелехово, Ярославская область				
Нет	Нет	63	3,4	37,8
2,9	1,7	58	7,4	192,1
Нет	Нет	53	2,7	93,8
4,3	3,1	72	21,2	529,5
1,1	0,6	50	3,8	190,5
1,0	0,4	42	2,8	69,0
Нет	Нет	57	4,2**	106,0
1,6	0,9	54	5,7	286,0
1,2	0,5	41	3,5	174,5
1,7	1,2	75	8,4	420,0
2,8	1,4	52	10,2	509,5
3,4	1,2	37	8,7	216,8
10,4	7,7	74	53,6	1338,8
Тихманьга, Архангельская область				
Нет	Нет	26	2,5	54,8
2,1	0,63	31	2,9	58,8
3,0	0,57	19	4,1	103,2
3,2	0,28	9	2,1	72,8
3,9	0,28	7	2,0	66,0
3,6	0,16	5	1,0	45,0

Предположив скорость поступления золовой пыли на поверхность почвы в течение голоцена постоянной (т. е. такой же, как за исследуемый 4200-летний отрезок времени), можно сказать, что за 10-12 тыс. лет слой выпавшей пыли составит 4,8-6,6 мм (без учета ее перевевания). Это означает, что в среднем за год на дневную поверхность выпало около 0,0005 мм пыли (приведено к объемному весу 1,2 г/см³).

Пересчет на основе палеогеографических хронологических привязок показывает неравномерное поступление золового материала (табл. 46).

Уменьшение скорости выпадения пыли с 1,16 до 0,46 г/м² в год можно объяснить снижением относительной сухости климата по сравнению с предыдущим периодом голоцена. Обнаруженные скоростные различия заставляют усомниться в возможности распространения на весь голоцен выведенных средних скоростей оседания золового материала. Интенсивное выпадение силикатной пыли, столь интенсивное, чтобы отразиться в морфологии почвенного профиля, можно ожидать лишь в раннем голоцене, когда,

Таблица 45

Механический состав силикатной золовой пыли*

Глубина, см	Размер частиц, мм; содержание фракций, %						
	> 0,25	0,25–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	< 0,001	< 0,01
Мелехово, Ярославская область							
0–100	13,7 18,5	30,9 41,6	29,6 39,9	12,0 —	8,4 —	5,4 —	25,8 —
100–120	0,4 1,0	39,0 95,3	1,5 3,7	19,8 —	29,5 —	9,8 —	59,1 —
300–400	17,6 25,2	28,3 40,5	23,9 34,3	12,3 —	14,5 —	3,4 —	30,2 —
Тихманьга, Архангельская область							
0–102	0,3 0,8	36,5 94,3	1,9 4,9	23,1 —	31,2 —	7,0 —	61,3 —
102–180	15,9 30,1	33,8 64,0	3,1 5,9	18,5 —	23,0 —	5,7 —	47,2 —

* В числителе — данные общей массы, в знаменателе — на обезглиненный образец.

Таблица 46

Скорость накопления золовой пыли в позднем голоцене в северной части Русской равнины (Ярославская область)

Глубина, см	Нижняя граница слоя, лет назад	Время накопления слоя, лет	Количество пыли, г/м ²	Скорость накопления пыли, г/м ² в год
0–75	700	700	323,7	0,46
75–300	3 300	2600	1355,5	0,52
300–400	4 100	800	929,5	1,16

однако, резко преобладала стирающая эволюция почвенных профилей, в "памяти" которых золовый привнос этого периода не мог запечатлеться (Таргульян, Александровский, 1976).

Каков же источник поступления обнаруженной силикатной золовой пыли? Данные определения механического состава силикатного материала свидетельствуют о поступлении его из источников различной удаленности.

Факт присутствия частиц крупнее 0,25 мм и изменение их содержания от 0 до 17%, общая несортированность золового материала, полимодальность механического состава позволяют говорить о наличии в золовой фазе торфа материала "ближнего", или локального, переноса и материала дальнего, или регионально-глобального, переноса. Материалом дальнего переноса уверенно можно считать лишь частицы размером менее 0,02 мм, которые, по мнению многих авторов (Юнге, 1965; Jackson et al., 1971), способны к дальней золовой миграции.

Пересчет механического состава пыли на обезглиненную массу (за вычетом фракции менее 0,01 мм, способной к дальней миграции) показал существенное различие скоростей поступления песчаного материала "ближнего" переноса за исследованный 4200-летний период времени. Хотя с точки зрения возможности дальнего переноса частиц различной крупности содержание фракции физической глины могло бы служить показателем вклада глобального переноса в отложение пыли, четкая корреляция ее содержания с содержанием фракции мелкого песка указывает на присутствие в составе глины материала не только трансконтинентального переноса.

Еще одной интересной особенностью соотношения фракций механического состава является отсутствие корреляции между содержанием среднеспесчаных зерен (более 0,25 мм) и мелкого песка, содержащегося в некоторых образцах в количестве более 90% от обезглиненной массы. Это свидетельствует о присутствии в составе золовой пыли не только материала местного, самого ближнего переноса, представленного фракцией среднего песка, и глобального переноса, к материалу которого относится часть фракции физической глины, но также материала регионального переноса, представленного в значительной мере фракцией мелкого песка.

Чем же может объясняться столь незначительное проявление привноса золового силикатного материала в таежной зоне Русской равнины? Основными факторами, определяющими интенсивность золового перемещения минерального силикатного материала, являются энергия ветра, характер растительного покрова и резерв материала, способного к золовому перемещению (Дедков и др., 1977).

Благодаря отсутствию в регионе сколько-нибудь обширных арен раздувания, высокой влажности отложений и развитому лесному растительному покрову, на лесных территориях Русской равнины не происходит значительного локального и регионального переноса золовой пыли. Ослаблению возможностей золового переноса способствует также свойственная этой территории весьма умеренная скорость ветра, обусловленная лесным характером растительности, который, как показала Л.Е. Анапольская (1961), в значительно большей мере определяет распределение скоростей ветра, чем частота прохождения циклонов. Возможно, раннеголоценовое облесение северных территорий Русской равнины подавило процессы локального и регионального переноса золового силикатного материала в современных почвах голоценового возраста на самых ранних этапах их развития (Нейштадт, 1940). Таким образом, малые возможности локального и регионального переноса наряду с большой удаленностью от обширных арен раздувания обуславливают свойственные таежным территориям Русской равнины низкие скорости осаждения золового силикатного материала, соответствующие интегральному показателю для акватории Мирового океана.

На основании приведенных материалов можно сделать следующие выводы.

1. В толще верховых торфяников таежной зоны Русской равнины обнаружено минеральное вещество, состоящее из силикатных кристаллических частиц различной крупности: от песчаных до глинистых. Этот материал с большой долей вероятности может рассматриваться как золовая пыль,

приносимая на водораздельные поверхности таежной зоны и сохраняющаяся в толще торфа.

2. Масса золовых минеральных осадков, выпавших в течение последних 4200 лет на водоразделы, определена в торфяниках на основе принципа чужеродности золового материала и вмещающего вещества. Полученные данные могут быть экстраполированы на минеральные водораздельные почвы таежной зоны.

3. Согласно такой экстраполяции, на дневную поверхность минеральных почв водоразделов в течение голоцена могло выпадать в среднем 0,0005 мм золовой пыли в год, что за весь период голоцена составило бы толщу в 5–7 мм.

4. Рассчитанное количество поступившего на поверхность почв золового материала как за 4200-летний исследованный период времени, так и за весь голоцен по массе и мощности слоя ничтожно для оказания какого-либо влияния на процессы голоценового почвообразования и на баланс веществ в процессе гипергенного преобразования водораздельных покровных суглинков.

5. Каким бы по составу ни был выпадающий золовый материал, при такой скорости поступления на поверхность суглинистых подзолистых почв он не мог сформировать избыток фракции физического песка порядка 200–300 кг/м², фиксируемый в 2-метровой толще подзолистых почв.

6. Можно сказать, что почвы водоразделов таежной зоны Русской равнины в течение голоцена развивались в основном по автохтонному или "нормальному" тренду почвообразования: почвенный профиль рос в глубину от дневной поверхности; на покровных суглинках элювиальный процесс обусловил при этом почвенно-элювиальную суффозию исходной толщи породы (понижение дневной поверхности на 0,4–1 м).

7. Рост почв вверх вследствие накопления золовой пыли на протяжении второй половины голоцена не имел места или был исчезающе мал. Однако неравномерность поступления золового материала, обнаруженная в исследуемый период времени, не позволяет отрицать возможность более интенсивного переноса золовой пыли и роста вверх почв в криоаридных обстановках раннего голоцена, т. е. развития почв в эти фазы по аллохтонно-аккумулятивному тренду почвообразования. Для правдоподобного ответа на вопрос о скоростях осаждения золовой пыли в голоцене необходимо исследование верховых торфяников более древнего возраста — раннеголоценовых и, если они существуют, позднеплейстоценовых.

8. По скорости отложения золовой пыли южнотаежные области Русской равнины можно отнести к группе районов с низким показателем золового привноса, соответствующим интегральному показателю для акватории Мирового океана.

9. Гранулометрический состав золовой пыли позволяет разработать подходы к разделению материала локального, регионального и глобального золового переноса. Наибольший интерес представляют выделение региональной и глобальной составляющих золового переноса и оценка их роли в голоценовом педолитогенезе.

10. Как естественное и антропогенное явление золовый перенос твердых частиц несомненный факт, однако его реальный вклад в континентальный педолитогенез в географическом и временном аспектах может различаться

на два-три порядка. В этом плане полученные в настоящей работе результаты могут быть отнесены только к таежным территориям Русской равнины. Различия в скоростях поступления золовой пыли на дневную поверхность почв могут послужить основой для районирования поверхности земной суши на основе учета вклада золового привноса в педолитогенез в различных временных срезах или в виде интегрального результата за обозримый период времени.

ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ ОГЛЕЕНИЯ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИЛА В СУГЛИНИСТЫХ ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВАХ

В формировании профиля дерново-подзолистых почв на покровных суглинках участвует ряд процессов. Большинство исследователей выделяют лессиваж, оподзоливание и оглеение в качестве основных процессов, определяющих дифференциацию минеральной массы этих почв. Однако не существует единого мнения относительно роли того или иного процесса в этой дифференциации. Ф.Р. Зайдельман (1974) придает большое значение оглеению (глееобразованию). По его мнению, наблюдаемая дифференциация (морфологическая и минеральной массы) в почвенном профиле дерново-подзолистых почв определяется главным образом оглеением в сочетании с лессиважем. Вместе с тем он отмечает, что роль оглеения в изменении минералогического состава силикатной фазы илистых фракций остается неясной.

Как следует из литературных данных, воздействие оглеения различно в условиях периодически промывного и застойного водного режимов. По данным Н.Н. Матинян (1968) и Г.С. Дзяевич (1972), в условиях водозастойного режима происходит образование смешанностойных минералов по слюдам. Бринкман (Brinkman, 1970) считает, что в почвах с периодически промывным водным режимом, т. е. в условиях периодически сменяющихся друг друга окисления и восстановления, происходит разрушение глинистых силикатов под действием ионов Fe²⁺, так называемый ферролиз. Исследованиями Брауна (Brown, 1954) установлено, что состав глинистых минералов и соотношение основных рефлексов глинистых минералов в различно оглеенных почвах северо-западной части Англии одинаковы и не зависят от оглеения. В этой же работе выявлена идентичность минералогического состава силикатной фазы илистых фракций из глеевых и сегрегационных участков горизонтов Bg почв.

В работе Ф.Р. Зайдельмана с соавторами (1978), которые изучали влияние оглеения на минералогический состав илистых фракций из разных почвообразующих пород в условиях модельного опыта, показано, что оглеение как в застойном, так и в проточном режимах увлажнения не приводит к появлению новых глинистых минералов или к полному исчезновению какого-либо из исходных глинистых силикатов. Вместе с тем отмечается, что происходят определенные изменения в кристаллической решетке глинистых минералов.

Таким образом, наиболее дискуссионны два положения: во-первых, изменяется ли состав силикатной фазы илистой фракции при оглеении и, во-вторых, если меняется, то по какому типу в разных условиях вод-

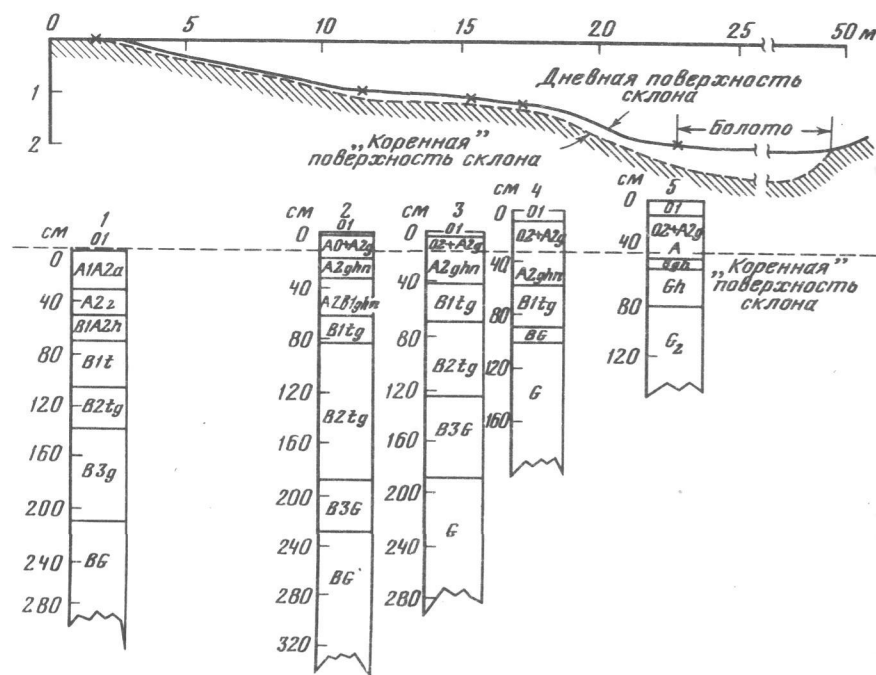


Рис. 29. Схема катены

ного режима. Особенно сложной нам представляется оценка роли оглеения в изменении глинистых минералов верхних элювиальных горизонтов дерново-подзолистых почв, в которых оподзоливание (кислотный гидролиз) и оглеение действуют одновременно.

Мы попытались решить некоторые рассмотренные выше спорные вопросы, применив мезоморфологический метод полевого исследования почвенных профилей в сочетании с аналитической обработкой полевого материала. Этот метод был применен нами при исследовании водораздельной дерново-палево-подзолистой слабооглеенной почвы, развитой на покровных суглинках Клинско-Дмитровской гряды (Таргульян, Бирин и др., 1974).

В качестве объектов исследования были выбраны пять почвенных разрезов, составляющих катену и заложенных в верхней части склона полого водораздельного моренного холма в восточной части Смоленской возвышенности. Почвы развиты в толще покровных бескарбонатных суглинков мощностью около 3 м. Верхний разрез 1 заложен на краю пахотного поля, нижний (разрез 5) — в периферийной части водораздельного низинного болота. Переувлажнение и заболачивание почв катены обусловлены атмосферными осадками. Грунтовые воды находятся на глубине более 8 м и не оказывают влияния на почвенные профили.

Почвы катены составляют ряд по нарастанию оглеенности почвенных профилей от верхней почвы к нижней; в том же направлении признаки

оподзоливания почвенных профилей ослабевают. Нами изучен следующий ряд почв: дерново-палево-подзолистая глубокоглеевая (разрез 1), подзолисто-глеевая глубокоглеевая (разрез 2), подзолисто-глеевая (разрез 3), торфянисто-подзолисто-глеевая (разрез 4), болотная торфянисто-глеевая (разрез 5). Названия почв даны в соответствии с легендой почвенной карты масштаба 1 : 2 500 000 (Программа..., 1972). Схема катены приводится на рис. 29.

Общая протяженность катены составляет 25 м. Верхние разрезы катены заложены под травянисто-злаковой и луговой растительностью, нижние — под лугово-болотной, главным образом тростником. Ниже приводится мезоморфологическое описание почв катен.

Разрез 1. Дерново-палево-подзолистая глубокоглеевая почва.

- 01 0–1 см. Слаборазложившиеся остатки травянистой растительности.
- A1A2_{1a} 1–20 см. Свежий, серовато-палевый (10 YR 5/3, 5/4) с мелкими бурими пятнами, легкосуглинистый, плитчатый, пористый, с отдельными осветленными зернами на верхних гранях плиток, с большим количеством корней. Переход четкий, граница волнистая.
- A1A2_{2a} 20–32 см. Свежий, серовато-палевый (10 YR 5/3, 5/4) с белесыми (7,5 YR 7/2) пятнами, легкосуглинистый, плитчатый, пористый. Верхние грани отдельных педов перекрыты тонкой прерывистой осветленной кварц-полевошпатовой кутаной. Вокруг некоторых пор — бледно-бурые слабо выраженные диффузные ореолы. Большое количество корней. Переход четкий, граница волнистая.
- A2₁ палевый 32–45 см. Свежий, палевый (10 YR 6/4) с белесыми (10 YR 7/2) пятнами, легкосуглинистый, плитчатый, пористый. На верхних гранях плиток — белесые (10 YR 7/3) кварц-полевошпатовые пылеватые кутаны, нижние грани педов покрыты сероватыми гумусовыми кутанами. Большое количество корней. Переход четкий, граница волнистая.
- A2₂ 45–50 (53) см. Свежий, белесый (10 YR 7/2, 7/3) с бурими (10 YR 5/4) вертикально ориентированными трубками черворами коричневого цвета. Пылеватый легкий суглинок, плитчатый, пористый. Внутрипедная масса неоднородно окрашена: чередуются участки светло-серого (10 YR 6/2) и желтовато-серого (10 YR 7/2, 7/3) цвета с мелкими ржавыми пятнами. Грани педов перекрыты белесыми кварц-полевошпатовыми пылеватыми кутанами. Нижние грани педов по сравнению с верхними более пятнистые по окраске: на белесом фоне пылеватых кутан выделяются буроватые пятна, к которым приурочены мелкие железистые стяжения. Среднее количество корней. Переход четкий, граница волнистая.
- A2_{2h} 45–50 (53) см. Пятна иллювиально-гумусового горизонта, встречающиеся в пределах описанного выше элювиального горизонта. Свежий, серовато-дымчатый (10 YR 5/2), легкосуглинистый, плитчатый, пористый, кутаны педов аналогичны описанным. Среднее количество корней. Переход четкий, граница волнистая.
- B1A2h 50(53)–70(75) см. Свежий, на буром (10 YR 5/4) фоне (70% площади среза) — палево-белесый (10 YR 7/2, 8/2) и темно-бурый (10 YR 4/4). Легкосреднесуглинистый, плитчатый, пористый. Верхние грани педов перекрыты белесыми кварц-полевошпатовыми пылеватыми кутанами, нижние — тонкими темно-бурими (5 YR 3/4) глинистыми кутанами, поверх которых иногда залегают прерывистые белесые кутаны. За счет сплошных белесых кутан цвет верхних граней плиток, как правило, светлее нижних граней (соответственно 10 YR 6/4 и 10 YR 5/4). Среднее количество корней. Переход четкий, граница волнистая.
- B1t 70(75)–105(110) см. Влажноватый, светло-бурый (10 YR 5/4) с пятнами желто-ржавого цвета (7,5 YR 6/8) и зонами трещин белесого (10 YR 8/3), бурого (10 YR 5/4, 6/4) и темно-коричневого цвета (7,5 YR 3/2). Преимущественно среднесуглинистый (легкосуглинистый в зонах скопления белесого материала), плитчатый, пористый. На верхних гранях педов залегают тонкая, часто

прерывистая, белесая кварц-полевошпатовая пылевая кутана. К нижним граням приурочены тонкие коричневые глинистые кутаны, а также редкие точечные мягкие коричневые стяжения. Трещины заполнены преимущественно коричневыми глинистыми кутанами, часто переслаивающимися с белесыми пылевыми кутанами. Незначительное количество корней. Переход четкий, граница ровная.

B2tg 105(110)–140 см. Влажноватый, на буровато-сизом (10 YR 5/3) фоне – горизонтальные прослойки буровато-ржавого (7,5 YR 6/8) и светло-ржавого (10 YR 5/6, 7/6) цвета. Горизонт пересекается темно-коричневыми (7,5 YR 4/2) зонами трещин. Среднесуглинистый, крупноплитчатый-ореховатый, пористый. Поры и тонкие трещины заполнены темно-коричневыми гумусо-глинистыми кутанами и часто окружены сизыми ореолами. К нижним граням педов приурочены мелкие мягкие стяжения темно-коричневого цвета. Единичные корни. Переход четкий, граница волнистая.

B3g 140–210 см. Влажноватый, неоднородно окрашенный: чередуются горизонтальные слои сизого (5 YR 5/2) цвета шириной 3–4 см и желтовато-ржавого (10 YR 5/6) шириной 1–2 см, иногда встречаются узкие прослойки красновато-ржавого (7,5 YR 5/8) цвета. Среднесуглинистый с редкими прослойками более грубого материала, обогащенного песком и мелкой дресвой. (К этим облегченным прослойкам приурочены участки наиболее ярких красноватых оттенков.) Бесструктурный, с редкими порами. На границе опесчаненных ржавых (7,5 YR 5/8) прослоек и общей массы горизонта прослеживается тонкая темно-коричневая глинистая или сизая суспензионная кутана. В некоторых случаях на границе различных по механическому составу прослоек залегает красновато-ржавая хемогенная кутана с мелкими мягкими коричнево-черными стяжениями. Стенки трещин покрыты глинистыми бурыми кутанами, стенки пор – буровато-сизыми суспензионными кутанами. Вокруг пор отмечаются буроватые, ржавые и голубоватые ореолы. Корни практически отсутствуют. Переход четкий, граница ровная.

BG₁ 210–240 см. Влажный, на сизом фоне (2,5 YR 5/4) выделяются пятна, полосы и разводы желтовато-ржавого (10 YR 5/8) цвета. Тяжелосуглинистый, бесструктурный, пористый, крупные поры и трещины заполнены темно-коричневыми глинисто-гумусовыми кутанами; вокруг подобных пор и трещин часто обнаруживаются сизовато-голубые диффузные ореолы. Ржавые полосы и пятна сложены минеральными зернами с железистыми кутанами. Редкие включения мелкой дресвы. Корней нет.

BG₂ 240–270 см. Влажный, на сизом фоне (2,5 YR 5/4) ржавые пятна и вертикальные полосы. Тяжелосуглинистый, липкий, слабвязкий, бесструктурный, пористый. Поры заполнены гумусовыми кутанами, вокруг пор сизые и голубовато-сизые ореолы, включения неокатанной гальки, более обильной, чем в верхнем горизонте.

Разрез 2. Подзолисто-глееватая глубокоглеевая почва с маломощным наносом.

O1 + нанос 0–4 см. Влажная, густо переплетенная корнями дернина с неразложившимися и слабо разложившимися органическими остатками и незначительным количеством зернисто-комковатого минерального материала.

A0A2 нанос 4–15 см. Влажный, серо-бурый (10 YR 4/2), густо переплетен корнями, со среднеразложившимися органическими остатками и легкосуглинистым мелкокомковатым минеральным материалом. Переход четкий, граница волнистая.

A0A2 15–20 см. Влажный, темно-серый (7,5 YR 3/1) с серыми (10 YR 4/2, 5/2) пятнами. Легкосуглинистый, мелкокомковато-плитчатый, со значительным количеством среднеразложившихся органических остатков и мелких черных угольков. Густо переплетен тонкими корнями. Переход четкий, граница волнистая.

A2,gh 20–26 см. Влажноватый, белесовато-серый (10 YR 6/1), легкосуглинистый, тонкоплитчатый, со средним количеством тонких трубчатых внутрипедных пор. Стенки некоторых пор покрыты тонкими буроватыми железненными

кутанами. Значительное количество тонких корней. Переход четкий, граница волнистая.

A2,ghn 26–35 см. Фрагментарный горизонт. Влажноватый, серовато-бурый (10 YR 5/2, 4/2) с бурыми (10 YR 4/6) ореолами вокруг пор. Легкосуглинистый, полностью оструктуренный, мелкоплитчатый, со средним количеством тонких трубчатых пор. Верхние грани педов покрыты тонкой буровато-серой (7,5 YR 4/4) гумусовой кутаной, которая часто бывает перекрыта тонкой белесой кварц-полевошпатовой крупнопылевой кутаной. К нижним сторонам педов приурочено значительное количество мелких (1–2 мм) округлых красновато-бурых конкреций со значительным количеством (около 10% от площади вертикального среза) более крупных (4–6 мм) округлых серых твердых конкреций. Значительное количество тонких корней. Переход четкий, граница волнистая.

A2B1ghn 35–55 см. Влажноватый, на буровато-сером фоне (7,5 YR 5/1, 5/2) мелкие бурые (7,5 YR 3/2) пятна. Горизонт рассечен крупными (5–10 см шириной) вертикальными трещинами, заполненными белесым (7,5 YR 5/1, 5/2) материалом. Легкосуглинистый, плитчатый, с большим количеством тонких и средних трубчатых пор. Верхние грани педов межтрещинной массы (MTM) перекрыты светло-серыми кварц-полевошпатовыми крупнопылевыми кутанами, нижние грани – теми же кутанами более темного цвета. В пределах внутрипедной массы (BTM) плитчатые педы перекрыты красновато-бурими (5 YR 3/1) гумусо-глинистыми кутанами, на которых залегают белесые крупнопылевые кутаны. Некоторые трещины заполнены темно-серыми гумусовыми кутанами. К нижним частям плиток приурочены мелкие округлые мягкие красновато-бурые конкреции. Среднее количество тонких корней. Переход четкий, граница языковатая.

B1A2gn 55–65 см. Влажноватый, на желтовато-буром фоне (7,5 YR 5/4) небольшие серовато-бурые (7,5 YR 6/1) пятна и темно-бурые (2,5 YR 3/3, 5 YR 3/4) зоны скопления конкреций. Горизонт пронизан крупными (5–10 см шириной) вертикальными трещинами, заполненными осветленным материалом (7,5 YR 5/1, 5/2). Легкосуглинистый, плитчатый, с большим количеством тонких и средних трубчатых и ячеистых пор. Внутрипедная масса – мелкопятнистая: на серовато-буром (10 YR 6/3) фоне выделяются мелкие коричнево-бурые участки. В пределах MTM верхние грани педов перекрыты тонкой коричневато-кучаной (10 YR 4/2) глинистого состава, поверх которой залегает тонкая белесая кварц-полевошпатовая кутана. На боковых и нижних гранях плиток иногда отмечаются тонкие коричневые (10 YR 4/2) глинистые кутаны. В пределах внутрипедной массы грани педов перекрыты двуслойными кутанами: нижней – тонкой красновато-бурой (5 YR 3/1) гумусо-глинистой и верхней – тонкой белесой кварц-полевошпатовой крупнопылевой. Тонкие поры MTM заполнены коричневыми (10 YR 4/2) гумусо-глинистыми кутанами. MTM изобилует мелкими округлыми мягкими и крупными твердыми округлыми темно-бурими (2,5 YR 3/3; 5 YR 3/4) конкрециями. Большинство мелких конкреций "впаяно" в нижние грани плитчатых педов, крупные конкреции расположены между педками. В пределах BTM встречаются мелкие конкреции. Среднее количество тонких корней. Переход четкий, граница языковатая.

B1tg 65–85 см. Влажноватый, бурый (7,5 YR 6/8) с темно-коричневыми (N 3/0), белесыми (7,5 YR 8/1, 8/2), сизыми (5G 6/1) и розовато-сизыми (7,5 YR 6/3) трещинами и притрещинными зонами. Легкосуглинистый, среднеореховатый, с большим количеством тонких трубчатых внутрипедных пор. Центральная часть педов – бурая (5 YR 6/8, 5/8), краевая – буровато-сизая (7,5 YR 6/2, 6/3), пронизанная густой сетью тонких трещин с темно-коричневыми (10 YR 4/1) гумусо-глинистыми кутанами. В трещинах преобладают темно-коричневые гумусо-глинистые (N 3/10) и белесые кварц-полевошпатовые крупнопылевые (7,5 YR 8/1, 8/2) кутаны. Трещины с гумусо-глинистыми кутанами окаймлены округлыми в плане сизыми (5G 6/1) и розовато-сизыми (7,5 YR 6/3) ореолами, вокруг трещин с крупнопылевыми кутанами наблюдаются розоватые ореолы (7,5 YR 6/3). К центральным частям педов приурочены мелкие (1–2 мм) мягкие красновато-бурые (5 YR 4/2, 3/2, 3/3) и крупные (6–8 мм)

- твердые черные (5 YR 7/1) конкреции. Редкие тонкие корни. Переход постепенный, граница волнистая.
- B2₁tg 85–120 см. Влажноватый, бурый (7,5 YR 5/8; 5 YR 5/8) с темно-коричневыми (N 3/10), белесыми (7,5 YR 8/3; 5 YR 8/2), сизыми (5 GY 6/1) и розовато-сизыми (10 YR 7/1, 6/1) вертикальными трещинами и притрещинными зонами. Легко-среднесуглинистый, крупноореховатый с большим количеством тонких трубчатых пор. Трещины заполнены теми же кутанами, что и в предыдущем горизонте, но с меньшим участием белесых кварц-полевошпатовых кутан. Многие трещины окаймлены сизыми (5 G 6/1) и розовато-сизыми (10 R 6/1, 7/1) притрещинными зонами. К бурой MTM приурочены средние по размеру (2–4 мм) округлые черные (2,5 Y 2/1, 3/1) конкреции. Редкие тонкие корни. Переход постепенный, граница волнистая.
- B2₂tg 120–190 см. Влажноватый, центральные участки MTM, максимально удаленные от крупных межгоризонтных трещин, имеют розовато-сизый цвет (5 R 7,5/1; 7,5 R 7/1), участки MTM, приближенные к межгоризонтным трещинам, – бурые с ржавым оттенком (7,5 Y 5/8). Отчетливо выделяются сизые (5 BG 7/1) притрещинные и темно-коричневые (N 3/0) вертикальные зоны трещин. Среднесуглинистый, крупноореховатый, с большим количеством тонких трубчатых пор. К бурому с ржавым оттенком (7,5 Y 5/8) участкам приурочены зоны трещин с гумусо-глинистым заполнением, окруженные сизыми (5 BG 7/1) переходами, которые по мере отдаления от трещин приобретают розоватый оттенок (5 R 7,5/1). Белесые крупнопылеватые кутаны встречаются очень редко. Незначительное число трещин выполнено слегка сцементированными железистыми красноватыми кутанами (10 R 3/3). Центральные розовато-сизые (5 R 7,5/1; 7,5 R 7/1) участки MTM содержат точечные мягкие черные (N 4/0) конкреции. К некоторым крупным порам приурочены концентрические железистые конкреции – желваки бурого цвета (7,5 YR 5/8) размером 10–15 мм. Редкие и тонкие корни. Переход постепенный, граница волнистая.
- B3G 190–230 см. Влажный, по организации близок к предыдущему горизонту, но с большей долей оглеенных участков, розовато-сизый (10 YR 6/1) в центральных участках MTM, бурый с ржавым оттенком в краевых участках MTM (10 YR 5/8), с сизыми (2,5 GY 6/1) притрещинными и темно-коричневыми (N 3/0) внутритрещинными зонами. Среднесуглинистый, бесструктурный, со средним количеством трубчатых пор. Большинство вертикальных трещин заполнено темно-коричневыми (N 3/0) гумусо-глинистыми кутанами и окаймлено сизыми притрещинными ореолами (7,5 Y 6/1). Незначительная часть трещин выполнена сизыми суглинистыми кутанами. Внутренние стенки некоторых крупных корневых трубок инкрустированы сцементированными железистыми кутанами красновато-ржавого цвета. К розовато-сизым (10 YR 6/1) центральным участкам MTM приурочены мелкие точечные черные стяжения. В пределах всей MTM встречаются красно-бурые железистые конкреции (желваки) цилиндрической формы, высотой 1–1,5 см и диаметром около 1 см. На горизонтальном спиле желваков отчетливо выделяются тонкие концентрические кольца. В центре желвака – тонкий полый ход. Очень редкие и тонкие корни. Переход постепенный, граница волнистая.
- BG₁ 230–260 см. Влажный. На сизом (5 GY 6/1) фоне – мелкие пятна ржавого цвета (10 YR 5/6) и вертикальные темно-коричневые (N 3/0) трещины. Среднесуглинистый, бесструктурный, со средним количеством тонких трубчатых пор. Кроме описанных выше темно-коричневых (N 3/0) гумусо-глинистых кутан, окруженных сизыми ореолами, многие трещины заполнены сцементированными железистыми красновато-бурыми (2,5 YR 3/3) кутанами. Вокруг некоторых пор встречаются красновато-коричневые (2,5 YR 2/2, 3/6) сцементированные железисто-гумусовые чехлики. Корней нет. Переход постепенный, граница волнистая.
- BG₂ 260–320 см. Влажный, на сизом (10 BG 6/1) фоне – мелкие ржавые пятна (5 Y 5/4). Тяжелосуглинистый, бесструктурный. Кутаны трещин аналогичны предыдущего горизонта. Корней нет.

Разрез 3. Подзолисто-глеевая почва с маломощным наносом.

- O1 + нанос 0–5 см. Живые корни с небольшим количеством минеральной слабо гумусированной массы.
- A0A2 нанос 5–12 см. Увлажненный, грязно-бурый (10 YR 4/3), легкосуглинистый, мелкокомковатый, со слаборазложившимися органическими веществами, густо переплетен корнями.
- O2 + A2g нанос 12–15 см. Увлажненная сизовато-серая легкосуглинистая прослойка, густо переплетенная корнями.
- A0A2 15–20 см. Увлажненный, черный (10 YR 2/2), легкосуглинистый, крупитчатый, с отдельными осветленными зонами. Содержит значительное количество слабо-разложившихся органических остатков, густо пронизан корнями.
- A2₁gh 20–30 см. Влажный, темно-серый (10 YR 3/1), легкосуглинистый, тонкоплитчатый, пористый, значительное количество корней. Переход ясный, граница ровная.
- A2₂ghn 30–40 см. Свежий, темно-серый, с более светлыми участками (10 YR 4/1, 4/3). В нижней части горизонта – мелкие бурые пятна (7,5 YR 5/6). Легкосуглинистый, пористый, плитчатый. На нижних гранях плиток – темные гумусовые кутаны. На верхних гранях педов гумусовые кутаны выражены слабее, с мелкими (0,2–0,3 мм) плотными светло-коричневыми конкрециями. Среднее количество тонких корней. Переход четкий, граница ровная.
- B1A2gn 40–45 см. Увлажненный, бурый (10 YR 5/8; 7,5 YR 4/4, 5/6) с редкими серыми (2,5 Y 5/2) и сизыми (2,5 Y 6/2) пятнами. Среднесуглинистый, пористый, плитчатый. Верхние грани педов перекрыты прерывистыми белесыми кварц-полевошпатовыми кутанами. На нижних гранях – более темные, гумусированные кутаны (5 YR 4/3). Вокруг пор – сизовато-серые и светло-ржавые ореолы. Во внутripедной массе буровато-серого (10 YR 5/2) цвета – редкие желтовато-ржавые (10 YR 5/8) пятна. С редкими межпедными мелкими (1–2 мм) темными конкрециями. Переход резкий, граница слабоволнистая.
- B1tg 45–70 см. Свежий, на буром (7,5 YR 5/6, 5/8) фоне (70% площади среза) – серовато-сизые (2,5 Y 6/2, 7/2) пятна. В бурых участках выделяются округлые, более темные (10 R 4/4, 5 YR 3/4) пятна размером до 1 см. Среднесуглинистый, пористый, ореховатый. Внутripедная масса – серовато-бурая с ярко-бурыми мелкими пятнами в центре педов и серовато-сизая по периферии педов. Верхние и отчасти боковые грани педов перекрыты тонкими прерывистыми белесыми и сизовато-серыми кутанами. На нижних гранях педов – темные марганцовистожелезистые гумусовые стяжения мелких размеров. Вокруг некоторых пор – диффузные сизые ореолы. Незначительное количество корней. Переход четкий, граница слабоволнистая.
- B2₁tg 70–100(115) см. Свежий, неоднородно окрашенный: преобладают участки бурого (10 YR 5/4; 7,5 YR 5/6) цвета (около 70% площади среза), чередующиеся с темными (5 YR 4/4) мелкими пятнами и вертикально вытянутыми серовато-белесыми (5 Y 6/2, 5/1) участками. Среднесуглинистый, пористый, крупноореховатый. Бурые участки пропитаны ржавыми окислами железа, в центральных частях бурых участков находятся скопления точечных темных железистых стяжений (5 YR 4/4). Вокруг стяжений – зона яркой ржавой (7,5 YR 5/8) окраски. По порам и трещинам развиты гумусо-глинистые темно-коричневые, сизые суспензионные и красновато-бурые железистые кутаны. Вокруг трещин и пор – светлые сизые диффузные ореолы. Небольшое количество корней. Переход четкий, граница почти ровная.
- B2₂tg 100(115)–125(145) см. Влажноватый, неоднородно окрашенный: чередуются участки серого (2,5 Y 5/2) и сизого (5 Y 6/1) цвета. Среднесуглинистый, пористый, бесструктурный. Серые (2,5 Y 5/2) участки вытянуты в вертикальном направлении и содержат мелкие ржавые железистые пятна (7,5 YR 5/6). Вокруг пор – диффузные железистые ореолы. Некоторые трещины выстилаются железистыми кутанами красноватого (5 YR 4/6, 3/3) цвета. Часть трещин заполнена темно-коричневыми гумусо-глинистыми кутанами. Сизые (5 Y 6/1) участки приурочены к притрещинным зонам, вертикально ориентированы и достигают ширины 3–6 см. Стенки некоторых пор инкрустированы сцементированными железистыми кутанами. Редкие корни. Переход постепенный, граница волнистая.

B3G 125(145)–190 см. Влажный, неоднородно окрашенный: на буровато-сизом (2,5 Y 5/2, 10 YR 6/3) фоне – сизые (5 Y 5/2) пятна, редкие вертикальные полосы ржавого цвета (5 YR 4/6), желтовато-ржавые участки (7,5 YR 4/4) и темно-коричневые (10 YR 2/1) зоны трещин. Тяжелосуглинистый, с крупными и мелкими трубчатыми порами, бесструктурный, с признаками горизонтальной делимости. Стенки трещин и крупных пор выстилаются железистыми (5 YR 3/3; 7,5 YR 5/2) кутанами, часто сцементированными. На них залегают тонкие, часто прерывистые темные гумусо-глинистые кутаны (10 YR 5/1). Вокруг пор развиты ржавые сегрегационные ореолы. Некоторые поры окружены темными гумусо-железистыми слегка сцементированными зонами. Горизонт содержит незначительное количество желтовато-ржавых слабо сцементированных округлых конкреций диаметром до 1 см. Единичные тонкие корни. Переход постепенный, граница волнистая.

G₁ верх 190–210 см. Влажный, серовато-сизый (5 Y 5/2) с ржавыми пятнами (7,5 YR 4/4, 6/8), вблизи пор и трещин – бледно-бурые (розоватые) участки. Тяжелосуглинистый, бесструктурный, с крупными (1–2 мм) и мелкими (0,1–0,2 мм) порами. Вокруг трещин и крупных пор – ржавые и темно-коричневые гумусо-железистые, часто сцементированные трубки. Внутри трубок – темные глинистые кутаны. Мелкие поры окружены ореолами светло-бурого цвета. Единичные тонкие корни. Переход постепенный, граница слабоволнистая.

G₁ низ 210–230 см. Влажный, голубовато-сизый (5 Y 5/1) с красновато-бурыми (5 YR 4/8) пятнами. Тяжелосуглинистый, бесструктурный, пористый. Кутаны пор и трещин аналогичны таковым в лежащем выше горизонте. Корни отсутствуют. Переход постепенный, граница слабоволнистая.

G₂ 230–260 см. Влажный, голубовато-сизый (5 GY 5/1) с редкими черными (2,5 Y 2/1) трубками. Тяжелосуглинистый, с редким мелким щебнем, крупнопористый, бесструктурный. Стенки трещин и крупных пор выстилаются темными (10 YR 2/1) гумусо-глинистыми кутанами. Вокруг некоторых трещин и крупных пор – сцементированные черные (2,5 Y 2/1) трубки. Корней нет.

Р а з р е з 4. Торфянисто-подзолисто-глеевая почва с маломощным наносом.

01 0–1 см. Неразложившиеся остатки сухой травы, мхов.

02A0 1–8 см. Мощная серовато-коричневая (5 YR 3/3) дернина, густо переплетенная корнями, несколько оторфованная в своей нижней части.

02 + A2g нанос 8–16 см. Сырой оторфяненный горизонт, в пределах которого чередуются прослойки грязно-серого (10 YR 4/3) и кофейно-серого (5 YR 4/3) цвета мощностью до 1 см. Изобилует органическими остатками, преимущественно слабо- и среднеразложившимися, густо переплетен корнями. Переход постепенный, граница ровная.

A0A2 нанос, верх 16–19(21) см. Сырой оторфяненный горизонт, слагающийся более разложившимся органическим веществом, чем вышележащий горизонт. Коричневый (5 YR 2/3) в верхней части, коричнево-черный (7,5 R 1, 7/1) в центральной части, черный (5 R 1, 7/1) в нижней части. С тонкими прослойками и мелкими пятнами серо-бурого тяжелосуглинистого мелкозема. Густо пронизан корнями. Переход четкий, граница ровная.

A0A2 нанос, низ 19(21)–30 см. Сырой оторфяненный горизонт, сложенный наиболее разложившейся по сравнению с лежащими выше горизонтами органомассой. Темно-серый (7,5 R 1, 7/1) с серыми (10 YR 3/2) и грязно-бурыми (7,5 YR 4/6) мелкими пятнами и прослойками. Творожистый, грязно-бурые прослойки более глинистые, чем общая масса горизонта. Вокруг некоторых пор – красновато-ржавые железистые чехлики (2,5 YR 4/8), слегка сцементированные. Густо пронизан корнями. Переход резкий, граница волнистая.

A1A2gh 30–38 см. Свежий, темно-серый (10 YR 3/1, 2/1) с серыми пятнами (10 YR 4/2) неправильной формы. Легкосуглинистый, плитчатый, с трубчатыми порами толщиной 0,5–2,0 мм. Верхние грани педов перекрыты тонкой прерывистой кварц-полевошпатовой кутаной с черными округлыми мягкими стяжениями размером 0,5–1,0 мм, их количество – до 10–20 шт. на 1 см² среза горизонта. Переход четкий, граница волнистая.

A2₁gh 38–45 см. Влажноватый, грязно-серый (10 YR 3/2) с серыми (10 YR 5/2) пятнами неправильной формы и мелкими грязно-бурыми (7,5 YR 4/3) пятнами. Легкосуглинистый, плитчатый, с трубчатыми порами толщиной 0,5–1,0 мм. Нижние и отчасти верхние грани педов перекрыты тонкой прерывистой буровато-серой (10 YR 3/1) гумусовой кутаной с бурыми мягкими орштейнами (10 YR 4/4, 4/6) размером 4–8 мм, их количество – 3–4 шт. на 1 дм². Среднее количество корней. Переход четкий, граница волнистая.

A2₂ghn 45–58 см. Влажноватый, на грязно-сером (2,5 Y 5/3) фоне (60% площади среза) диффузные темно-серые (10 YR 1/2) и мелкие серо-бурые (10 YR 4/6) пятна. Среднесуглинистый, плитчатый, с трубчатыми порами толщиной от 1–2 мм и менее. Часть пор заполнена красновато-бурыми (7,5 YR 5/8; 5 YR 3/4, 3/6) слегка сцементированными кутанами и окружена сизыми диффузными ореолами (10 Y 7/1). Некоторые поры заполнены коричнево-черными (2,5 Y 4/1, 4,2) гумусоглинистыми кутанами, а также окружены сизыми (10 Y 7/1) ореолами. Иногда переходная зона от поры к ВПМ представлена не сизыми, а красновато-ржавыми (7,5 YR 5/6) ореолами, последние чаще всего приурочены к тонким порам (толщиной менее 1 мм), где они приобретают более насыщенный коричневатый оттенок (5 YR 3/4, 3/6). Нижние, а отчасти и верхние грани педов покрыты тонкой прерывистой серой гумусовой кутаной. В нижние грани педов "впаяны" точечные мягкие стяжения черного (2,5 Y 3/1) цвета. Горизонт содержит коричневые (7,5 YR 3/3) плотные округлые орштейны размером от 2–4 до 6–8 мм, их количество составляет 10 шт. на 1 дм². Вокруг некоторых пор и корнетрубок – вертикально ориентированные чехлики красновато-ржавого (7,5 YR 5/8) и коричневого (5 YR 3/4, 3/6) цвета. Среднее количество корней. Переход четкий, граница волнистая.

B1g 58–90 см. Влажный, из трещин сочится вода. Неоднородно окрашенный: на буром фоне (7,5 YR 5/6) выделяются темно-бурые (7,5 YR 4/6) зоны сегрегации с мелкими черными (7,5 YR 2/3) точками стяжений и наклонные или вертикально вытянутые полосы сизого или розовато-серого цвета (7,5 Y 7/2, 6/2), приуроченные, как правило, к притрещинным зонам. Среднесуглинистый, практически бесструктурный, с трубчатыми порами толщиной от 1–2 мм и менее. Большинство пор заполнено двуслойными кутанами: сизой (7,5 Y 6/1; 10 Y 6/1) суспензионной в центральной (стержневой) части и коричнево-черной (10 YR 4/1, 3/1) в пристеночной части. Подобные поры окаймлены сизыми (7,5 Y 6/2, 7/2) диффузными ореолами. Некоторые поры заполнены только сизыми суспензионными кутанами и окаймляются красновато-ржавыми ореолами. Зоны сегрегации темно-бурого (7,5 YR 4/6) цвета приурочены к крупным трещинам и крупным трубчатым порам. Зоны сегрегации включают в себя ядра сегрегации, сложенные черными (7,5 YR 2/3) слегка сцементированными точечными стяжениями. Стяжения окаймляются темно-бурыми (7,5 YR 3/4) ореолами. Среднее количество корней. Переход четкий, граница волнистая.

BG 90–100 см. Влажный, из трещин сочится вода, пятнисто окрашен: на светло-сером (5 Y 6/1) фоне – красновато-ржавые пятна (5 YR 4/6; 7,5 YR 5/8). Среднетяжелосуглинистый, бесструктурный, с тонкими (менее 1 мм толщиной) трубчатыми порами. Большинство пор заполнено сизыми суспензионными или коричнево-черными гумусо-глинистыми (10 YR 5/1, 5/2) кутанами. Стенки многих пор инкрустированы сплошными железистыми кутанами. Вокруг некоторых крупных пор обнаруживаются слабо сцементированные железистые чехлики светло-коричневого (5 YR 4/6) цвета. Редкие корни. Переход четкий, граница волнистая.

G 100–180 см. Влажный, по трещинам сочится вода. Сизовато-серый (5 Y 6/1, 5/1) с коричневыми (5 YR 2/2, 4/6) вертикально ориентированными зонами трещин. Тяжелосуглинистый – глинистый, бесструктурный, с трубчатыми порами. Большинство пор заполнено коричнево-черными гумусо-глинистыми кутанами и окружено голубоватыми диффузными ореолами (5 Y 7/1). Некоторые поры выполнены сизыми суспензионными кутанами. Крупные поры "одеты" в твердые красновато-ржавые (5 YR 4/6) чехлики. Редкие корни.

Разрез 5. Болотная торфянисто-глеевая почва с наносом.

- 01 0–10 см. Слаборазложившийся опад осоки и тростника.
- 02 + Gh нанос 10–16 см. Влажный, неоднородный: в пределах горизонта чередуются тонкие (1–1,5 см) прослойки сизого (2,5 GY 5/1) глинистого материала и грязно-сизого (7,5 Y 4/1) глинистого материала, обогащенного слаборазложившимися органическими остатками.
- Gh нанос 16–26 см. Сырой, сизый (5 GY 5/1), глинистый, бесструктурный, пористый, с красновато-бурыми железистыми кутанами по крупным порам, густо пронизан корнями. Переход четкий, граница волнистая.
- 02 + AO + нанос 26–33 см. Мокрый, черно-бурый, тяжелосуглинистый, неясно мелкозернистый, с большим количеством (до 50% от массы горизонта) хорошо разложившихся органических остатков. Густо пронизан корнями. Переход резкий, граница волнистая.
- 02AOh нанос горел. 33–40 см. Прослойка желто-бурого минерального материала (10 YR 4/6) с большим количеством мелких и средних угольков. На глубине 38–40 см прослойка грязно-бурого минерального материала с большим количеством крупных (10–20 мм) округлых конкреций (желваков) темно-коричневого (5 YR 2/4) и черного (N 1,5/0) цвета.
- AOh 40–42 (45) см. Сырой, черный (5 YR 1,7/1), глинистый, с большим количеством тонкодисперсного органического вещества. Редкие корни. Переход четкий, граница волнистая.
- Bgh 42 (45)–50 (56) см. Влажный, черно-бурый (5 YR 2/1, 3/1), тяжелосуглинистый, ореховатый, с тонкими красновато-бурыми железистыми прерывистыми кутанами на верхних и нижних гранях педов. Редкие корни. Переход четкий, граница языковатая.
- G₁h 50 (56)–80 см. Влажный, на грязно-буром с оливковым оттенком фоне (2,5 YR 4/2) – мелкие (2–5 мм) неправильные желто-серые (7,5 Y 6/2) пятна. Среднесуглинистый, крупноплитчатый, с тонкими прерывистыми желтовато-красными (5 YR 4/4) кутанами на верхних и нижних гранях педов. Иногда желтовато-красные кутаны перекрыты тонкими прерывистыми серовато-белесыми кутанами. Некоторые поры заполнены тонкими темно-серыми гумусовыми кутанами или желтовато-сизыми суспензионными кутанами. Стенки многих пор выстилаются красноватыми железистыми кутанами. Единичные корни. Переход постепенный, граница волнистая.
- G₂ 80–130 см. Влажный, по трещинам сочится вода. На грязно-буром фоне (2,5 Y 5/2, 4/2) небольшие (диаметр 5–15 мм) пятна зеленовато-оливкового цвета (10 Y 6/2), занимающие около 10% площади среза. Среднесуглинистый, крупноплитчатый, пористый. Стенки большинства тонких пор выстилаются красновато-бурыми железистыми кутанами. Поры > 1 мм заполнены сизыми суспензионными или коричнево-черными гумусо-глинистыми кутанами. Корней нет.

Признаки оглеенности почвенного профиля морфологически фиксируются в появлении специфических глеевых тонов окраски почвенной массы, т.е. это глей в определении Г.Н. Высоцкого (1905). Нарастание оглеенности почвенных профилей сверху вниз по катене выражается в усилении специфических тонов окраски почвенной массы (голубоватых тонов средних и нижних горизонтов, сизовато-серых – верхних горизонтов), увеличении площади оглеенных участков, поднятии верхней границы постоянно глеевых горизонтов.

Детальное мезоморфологическое исследование почв катены в поле позволило выделить и описать различные формы глея, а также сопутствующие формы сегрегации. Основным принципом выделения различных форм глея была принадлежность их разным структурным элементам профиля. Были выделены такие формы глея, как глей напедный кутанный (глеевые кутаны на поверхности педов), глей внутрпедный (глеевые пятна во внутрпедной массе), глей разлитой пятнистый (отдельные глеевые участки в межтрещинной массе), глей разлитой сплошной (глеевой окраской

охвачена вся масса горизонта), глей кутанный внутртрещинный (глеевые кутаны во внутртрещинной массе), глей диффузный притрещинный (сизые ореолы вдоль крупных трещин). По аналогичному принципу выделены формы сегрегации.

По условиям образования изученные формы глея были разделены на две группы.

К первой группе отнесены горизонты и участки горизонтов, в которых оглеение происходит на фоне промывного водного режима – прежде всего верхние элювиальные горизонты A2 (A2g). Эти горизонты отнесены нами к глеевым за их грязно-серый цвет с явным сизоватым оттенком. К первой группе отнесены также глеевые кутаны в магистральных трещинах и сизые притрещинные зоны. В отличие от верхних горизонтов A2g оглеение кутан в трещинах и притрещинных зонах осуществляется в условиях дефицита агрессивного органического вещества, необходимого для протекания кислотного гидролиза минералов.

Ко второй группе отнесены формы глея, образованные в условиях затрудненного оттока или длительного застоя влаги. Это разлитой пятнистый и разлитой сплошной глей в горизонтах BG (G).

Физико-химические свойства почв катены представлены в табл. 47. Верхний разрез катены (1) характеризуется кислой реакцией почвенного профиля, резким падением содержания гумуса вниз по профилю, элювиальным (без накопления в нижних горизонтах) распределением поглощенных катионов, R_2O_3 , ила. Иными словами, профиль разреза 1 по своим свойствам является типичным для суглинистых дерново-подзолистых слабооглеенных почв центральной части Русской равнины.

Помимо общей массы горизонтов, в пестроокрашенном горизонте B2tg разрез 1 исследованы свойства сегрегационного и глеевых участков разного цвета, выделенных из межтрещинной массы. По своим свойствам глеевые участки сизого и розовато-сизого цвета близки между собой. Сегрегационный участок отличается от глеевых более высоким содержанием гумуса, валового содержания Fe_2O_3 за счет несиликатных форм.

По мере нарастания оглеенности почвенных профилей сверху вниз по катене наблюдается некоторое уменьшение величины pH, содержание гумуса, наоборот, увеличивается; отмечается тенденция к увеличению содержания валового Al_2O_3 в верхних горизонтах почв. Тип элювиальной дифференциации профилей по содержанию поглощенных катионов, R_2O_3 , илу сохраняется во всех подзолистых почвах катены (разрезы 1–4). Однако степень дифференциации профилей по этим показателям уменьшается при переходе от верхней почвы к нижней, что объясняется ослаблением вертикального переноса тонкодисперсного минерального материала из верхней части профиля в нижнюю вследствие ухудшения дренированности почв в том же направлении.

Исследование сизых притрещинных зон в горизонтах B1₂tg и B2₁tg подзолисто-глеевой почвы выявило их отличие от общей массы этих горизонтов лишь по содержанию несиликатных (и соответственно валовых) форм Fe_2O_3 и гумуса. Таким образом, оглеение, протекающее на фоне промывного режима, но в условиях дефицита агрессивного органического вещества, определяет лишь перераспределение несиликатных форм железа внутри горизонтов и между ними.

Таблица 47

Химические и физико-химические показатели почв катены

Разрез	Горизонт	Глубина, см	Образец	pH водн.	Гумус, %
1	A1A2 ₁ a	1-20	Общая масса	6,0	1,41
	A2 ₂	45-50	То же	5,8	0,72
	B1t	70-105	"	5,6	0,34
	B2tg	105-140	"	6,0	0,49
			Сизый глеевый участок в МТМ	6,2	0,25
			Розовато-сизый глеевый участок в МТМ	6,5	0,34
			Сегрегационный участок в МТМ	6,0	0,44
	B3g	140-210	Общая масса	6,6	0,44
	BG ₁	210-240	То же	6,1	0,39
			"	4,9	8,91
2	A0A2 ₁	15-20	"	4,9	8,91
	A2 ₂ ghn	26-35	"	5,2	0,88
	B1tg	65-85	"	5,8	0,32
	B2 ₂ tg	120-190	"	5,9	0,26
			Глинистые и оглеенные суглинистые кутаны ВТМ	5,9	0,80
	B3G	190-230	Общая масса	5,3	0,45
	BG ₁	230-260	То же	5,2	0,45
			"	5,2	12,44
	A2 ₂ ghn	30-40	"	5,6	1,64
	B1 ₂ tg	55-70	"	5,6	0,44
3			Сизый притрещинный участок	5,5	0,48
			Сегрегационный участок в МТМ	5,4	0,54
	B2 ₁ tg	70-100	Общая масса	5,4	0,38
			Сизый притрещинный участок	5,6	0,18
			Сегрегационный участок в МТМ	5,4	0,43
	B3G	125-190	Общая масса	5,6	0,37
	G ₁	190-230	То же	5,5	0,58
			"	5,5	4,36
	A1A2gh	30-38	"	5,5	0,85
	A2 ₂ ghn	45-58	"	5,6	0,85
4	B1g	58-90	"	5,4	0,85
	BG	90-100	"	5,6	0,70
	G	150-180	"	5,7	0,59
			"	5,6	5,85
	Bgh	43-50	"	5,7	4,22
	G ₁ h	50-80	"	5,7	1,61
	G ₂	80-130	"	5,8	0,73
			"	5,8	0,73
			"	5,8	0,73
			"	5,8	0,73

Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы	Содержание фракции < 0,001 мм, %	Валовое содержание, %			Fe ₂ O ₃ по Мера и Джек-сону, %
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	
6,60	6	84,00	9,77	1,92	0,61
5,64	8	83,48	9,71	1,49	0,47
16,84	29	75,79	13,49	4,79	1,16
19,33	28	78,61	13,91	2,25	0,87
20,12	27	80,10	12,50	2,47	0,53
19,25	28	78,67	13,09	2,54	1,24
19,59	28	78,50	13,21	3,49	2,40
20,57	27	77,99	12,69	3,47	0,88
20,81	29	77,54	14,06	2,32	0,89
18,74	10	82,76	10,12	2,80	0,65
9,45	10	83,40	8,89	2,46	0,38
18,78	21	79,29	10,97	4,93	1,26
20,51	26	78,19	12,11	4,28	0,92
Не опр.	29	67,75	19,71	3,80	0,62
24,06	27	78,00	12,36	4,78	0,91
20,35	26	77,00	12,84	5,30	1,17
21,87	15		Не определено		0,32
6,99	12	82,29	11,11	1,49	0,31
17,28	22	78,54	12,36	4,07	1,47
15,99	21	78,08	12,40	3,43	1,01
16,50	21	75,03	13,16	4,63	1,55
15,11	22	78,17	13,33	2,92	1,30
17,25	22	79,11	13,06	2,92	1,11
14,70	22	78,33	13,31	3,97	1,75
18,95	24	78,47	13,16	2,66	0,29
17,44	27	78,54	13,46	2,53	0,41
18,27	14	82,41	11,14	1,03	0,34
10,05	12	81,01	11,21	1,41	0,31
18,74	22	77,03	14,23	2,38	2,35
16,94	24	79,59	12,42	2,34	0,51
17,37	24	79,78	13,35	1,33	0,23
15,22	20	78,50	13,17	2,28	0,44
11,90	19	79,14	12,57	2,14	0,34
10,22	19	80,94	10,60	2,15	0,20
11,14	19	80,67	11,31	2,38	0,21

Минералогический состав, дифференциация и распределение глинистых минералов в профиле разреза 1 характерны для почв этого подтипа (Градусов, Дзядевич, 1961; Таргульян, Соколова и др., 1974; Соколова, 1979; Бирина, 1979). Наиболее резко по минералогическому составу различаются илестые фракции горизонтов A2 (A2g) и горизонтов BG(G). Ил из горизонтов BG(G) сходен по составу с илом из почвообразующей породы (покровного суглинки). В составе силикатной фазы ила найдены следующие основные группы глинистых минералов: каолинит, диоктаэдрический иллит, смешаннослойный иллит-монтмориллонит с преобладанием монтмориллонитовых пакетов и названный разбухающим минералом.

В илистой фракции из подзолистых горизонтов полностью исчезает разбухающий минерал, уменьшается содержание иллитовых минералов, относительно накапливается каолинит, отмечаются признаки деградации иллитов, появляется хлоритизированный вермикулит или почвенный хлорит. Хлоритизированный вермикулит (минерал с переходной структурой 2:1—2:2) диагностируется по острому симметричному пику в области 14—14,5 Å и целочисленной серии рефлексов на дифрактограммах водных образцов. При прокаливании образцов при 350° на дифрактограммах появляются асимметричные отражения в области 10—10,4 Å с пологим спадом в сторону малых углов; при насыщении препаратов K^+ не происходит полного сжатия решетки до 10 Å. Образование хлоритизированного вермикулита связано с трансформацией (хлоритизацией) унаследованных почвой 2:1 слоистых силикатов — разбухающего минерала и иллита (Klages, White, 1957; Dixon, Jackson, 1962; De Coninck, Jamagne, 1974).

Как было установлено нами ранее, дифференциация глинистых минералов в профилях автономных слабооглеенных суглинистых дерново-подзолистых почв Клинско-Дмитровской гряды обусловлена двумя процессами — хлоритизацией 2 : 1 слоистых силикатов и дифференцированным разрушением всех унаследованных групп глинистых минералов: разбухающий минерал > иллит > каолинит (Таргульян, Соколова и др., 1974; Бирина, 1979).

По составу илистых фракций и характеру распределения глинистых минералов верхний разрез катены сходен с суглинистыми автономными мезоморфными почвами, поэтому набор процессов, дифференцирующих состав силикатной фазы ила этой почвы, мы объясняем аналогичным образом.

Сравнение илстых фракций из сегрегационного и глеевых участков в межтрещинной массе горизонта B2tg разреза 1 показало, что по качественному и количественному составу глинистых минералов эти илстые фракции близки между собой и общей массе вмещающего горизонта (рис. 30, табл. 48). Некоторое снижение содержания разбухающего минерала в иле из сегрегационного участка объясняется растворением разбухающего минерала в процессе двукратной обработки его по методу Мера и Джексона для удаления несиликатных форм Fe_2O_3 при подготовке образцов для рентгенодифрактометрического анализа.

Илистые фракции из этих участков наиболее заметно различаются по содержанию валового и несиликатного Fe_2O_3 : в иле из сегрегационного участка содержание несиликатного железа в несколько раз больше, чем в иле из глеевых участков. Термогравиметрическое исследование ила из сегрегационного участка выявило присутствие в нем минералов гидроокислов Fe.

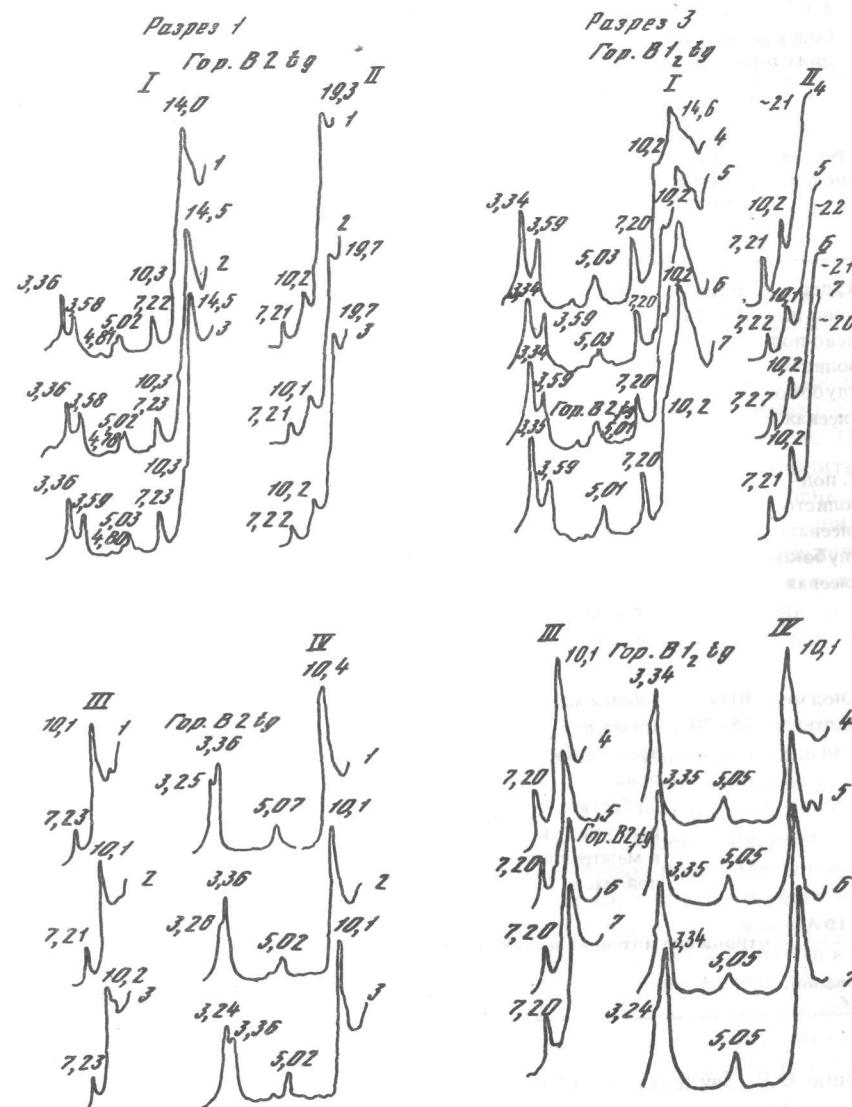


Рис. 30. Рентгенодифрактограммы илистых фракций различных участков почв катены
Участки межтрещинной массы: 1 – розовато-сизый глеевый; 2 – сизый глеевый;
3, 5, 7 – сегрегационные; 4, 6 – сизый притрещинный. I – Mg, 20°; II – Mg, глицерин;
III – Mg, 350°; IV – Mg, 550°

Наши данные подтверждают вывод Брауна (Brown, 1954) об идентичности минералогического состава силикатной фазы ила из сизых и бурых участков глеевых горизонтов.

Удобной моделью для рассмотрения влияния оглеения на состав илистых фракций в промывном водном режиме являются кутаны в трещинах. По

Таблица 48

Содержание глинистых минералов и несиликатных форм железа в илстых фракциях почв катены

Разрез, почва	Горизонт, глубина, см	Образец	Содержание глинистых минералов в иле, % от суммы			Fe ₂ O ₃ по Мера-Джек-сону, %	$\frac{I_{10 \text{ Å}}}{I_{5 \text{ Å}}}$ *
			каолинит	иллит	разбухающий минерал		
1, дерново-па- лево-под- золистая глубоко- глеевая	B2tg 10–140	Общая масса	29	41	30	3,78	2,9
		Сизый глеевый участок	30	40	30	1,80	2,7
		Розовато-сизый участок	30	38	32	2,23	2,6
		Сегрегационный участок	33	44	23	9,68	2,8
2, под- золисто- глееватая глубоко- глеевая	B2tg 120–190	Общая масса	32	38	30	3,42	3,2
		Межтрещинная масса	32	39	29	3,14	3,2
		Глинистые и суглинистые оглеенные кутаны в трещинах	28	46	26	2,20	3,2
3, подзо- листо-гле- евая	B1tg 55–70	Общая масса	32	44	24	3,27	3,6
		Сизая притрещинная зона	34	45	21	2,65	3,1
		Субрегационный участок в межтрещинной массе	33	50	17	3,70	3,2

* $\frac{I_{10 \text{ Å}}}{I_{5 \text{ Å}}}$ — отношение интенсивностей 1- и 2-го порядка отражения для иллитовых минералов.

мнению Ф.Р. Зайделямана (1974), именно по трещинам происходит интенсивная нисходящая миграция растворов. Состав силикатной фазы ила из оглеенных кутан в трещинах горизонта B2tg (120–190 см) подзолисто-глееватой глубокоглеевой почвы (разрез 2) оказался сходным с таковым из межтрещинной массы. Вслед за А.К. Оглезневым (1971) мы пришли к выводу, что оглеение кутан в трещинах дерново-подзолистых почв не приводит к существенным изменениям в силикатной фазе илстых фракций из них.

Аналогичные результаты получены нами при исследовании ила из сизых притрещинных и сегрегационных зон в МТМ горизонта B1₂tg подзолисто-глеевой почвы (разрез 3). Заметные различия между ними отмечаются в содержании несиликатных форм Fe₂O₃.

Таким образом, оглеение и в проточном режиме не приводит к существенным изменениям в силикатной фазе илстых фракций. Значительные изменения в силикатной фазе илстых фракций фиксируются лишь в элювиальных горизонтах — там, где глинистые минералы активно разрушаются в процессе их кислотного гидролиза. Из наших данных следует, что оглеение без сочетания с кислотным гидролизом не вызывает заметных изменений в составе силикатной фазы ила. В средних и нижних горизонтах исследованных почв, там, где кислотный гидролиз ослаблен или не выражен, а оглеение морфологически ясно выражено, изменений в силикатной фазе илстых фракций не наблюдается.

Нарастание оглеенности почвенных профилей от верхнего разреза к нижнему позволяет оценить изменения в составе илстых фракций разных горизонтов в зависимости от степени их оглеенности.

Во всех подзолистых почвах катены качественный минералогический состав илстых фракций из однотипных горизонтов полностью идентичен. Различия между ними определяются лишь на количественном уровне (рис. 31). В иле из подзолистых горизонтов уменьшается содержание каолинита и соответственно возрастает содержание иллитовых минералов. Степень деградации иллитовых минералов уменьшается, что подтверждается расширением величины отношений интенсивностей 1-го и 2-го порядка отражения для иллитовых минералов. В подзолистых горизонтах это связано с ослабленным выносом Fe из октаэдрических позиций минералов в условиях затрудненного дренажа: в глеево-сегрегационных горизонтах нижних почв катены — с внедрением Fe в октаэдрические позиции минералов.

Дифференциация глинистых минералов в болотной торфянисто-глеевой почве существенно иная, чем в верхних разрезах. В этой почве не наблюдается дифференциации илстых фракций по содержанию каолинита и иллита, но по разбухающему минералу она ясно выражена и имеет элювиальный характер. Накопление почвенного хлорита в верхнем горизонте АОн (40–43 см) связано прежде всего с хлоритизацией разбухающего минерала.

С увеличением оглеенности элювиальных горизонтов почв катены в илстых фракциях из них уменьшается валовое содержание Fe₂O₃ и увеличивается валовое содержание Al₂O₃. Уменьшение валового содержания Fe₂O₃ в илстых фракциях происходит главным образом за счет потери его несиликатных форм в процессе элювиально-глеевой миграции железа. Увеличение валового содержания Al₂O₃ является относительным за счет снижения содержания Fe₂O₃ и абсолютным, по-видимому, за счет аккумуляции аморфных соединений Al₂O₃, приносимых в результате боковой склоновой миграции.

Распределение унаследованных глинистых минералов по вертикальному профилю во всех подзолистых почвах катены имеет элювиальный характер. С нарастанием оглеенности почв в них происходит уменьшение степени дифференциации минералогического состава ила и уменьшение мощностей зон потери глинистых минералов. Наиболее заметно происходит уменьшение мощности зон потери каолинита и иллита, менее заметно — разбухающего минерала. Отмеченные закономерности связаны с ухудшением дренированности почв, что приводит к ослаблению суспензионной миграции ила (и в его составе глинистых минералов) и ослаблению разрушения глинистых минералов (Ливеровский, Дзядевич, 1967).

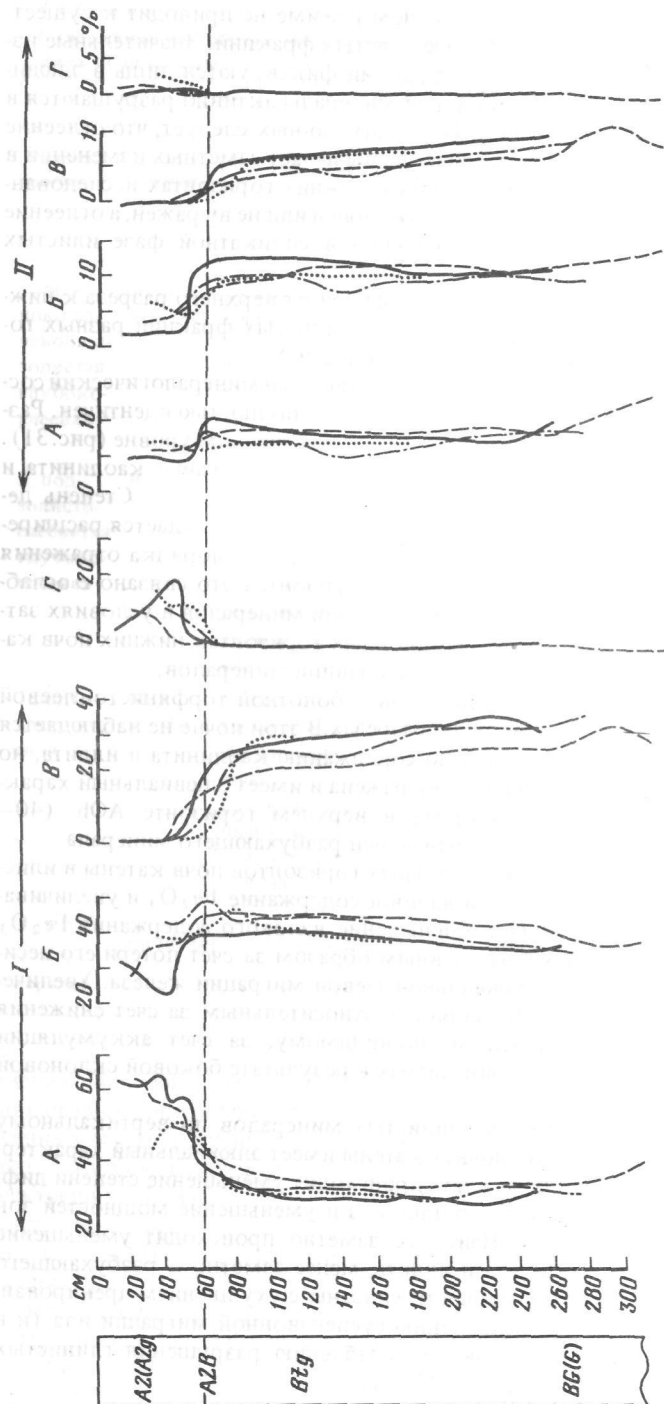


Рис. 31. Содержание основных групп глинистых минералов в почвах катены, % от суммы
 I — во фракции < 0,001 мм; II — в пересчете на всю массу образца; A — каолинит;
 B — иллит; G — разбухающий минерал; Г — хлоритизированный вермикулит. 1—4 — разрезы

Таблица 49

Свойства илистых фракций почв катены

Разрез	Горизонт	Глубина, см	Валовое содержание, %		Fe ₂ O ₃ по Мера и Джексону, %	I 10 Å / I 5 Å	Потеря веса в интервале 500–1000°, %
			Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃			
1	A2 ₂	45–50	26,19	12,01	4,14	1,1	4,0
	B1t	70–105	26,03	12,06	3,61	3,0	4,2
	B2tg	105–140	25,11	11,20	3,62	2,9	4,2
	B3g	140–210	23,33	13,84	3,64	2,8	4,1
	BG ₁	210–240	23,44	12,23	3,28	2,4	3,9
3	A2 ₂ ghn	30–40	27,13	7,26	1,15	2,8	4,3
	B1 ₂ tg	55–70	24,35	12,14	3,27	3,6	4,6
	B2 ₁ tg	70–100	24,44	12,22	3,97	3,2	4,1
	B3G	125–190	24,20	9,79	1,50	3,3	4,0
	G ₁	190–230	не опр.	8,97	1,05	2,5	4,1
4	A1A2gh	30–38	28,68	6,09	0,87	2,6	4,7
	Blg	58–90	24,12	15,99	7,13	3,5	4,3
	BG	90–100	24,68	10,30	1,49	3,2	4,5
	G	150–180	24,86	8,42	0,62	3,1	4,0
5	AOh	40–43	31,43	4,94	1,34	3,2	4,8
	Bgh	43–50	29,22	6,85	0,96	2,6	4,8
	G ₁ h	50–80	29,56	7,01	0,54	3,3	4,6
	G ₂	80–130	26,37	8,29	0,41	3,6	4,7

Наши материалы показывают, что оглеение не оказывает существенного влияния на силикатную часть илистых фракций: не вызывает формирования в них новых глинистых минералов, разрушения и трансформации какого либо из унаследованных глинистых минералов. Вместе с тем с возрастанием степени оглеенности почв наблюдается тенденция к изменению некоторых дифракционных и термических характеристик илистых фракций. В илистых фракциях из нижних почв катены отмечается возрастание потери веса в интервале температур 500–1000°, связанное с реакцией дегидроксидации (табл. 49). Это может объясняться тем, что восстановление решеточного железа до двухвалентного состояния сопровождается протонацией кислорода, находящегося в вершинах тетраэдров, что и приводит к увеличению гидроксильных групп в решетке глинистых минералов (Farmer et al., 1971).

В исследованных нами полугидроморфных дерново-подзолистых почвах оглеение (или глееобразование) должно быть выделено как группа элементарных почвообразовательных процессов (ЭПП), которые совсем не обязательно сочетаются с ЭПП гидролиза и суспензионной миграции. ЭПП глеевого метаморфизма определяет и контролирует трансформацию несиликатных форм железа, ЭПП элювиально-глеевой миграции — перенос закисных форм железа в профиле и за его пределы.

ЛИТЕРАТУРА

- Аалоз А.О. Новые данные о строении Илуметсаских кратеров. — Труды Ин-та геологии АН ЭССР, 1963, вып. 11, с. 35–44.
- ✓ Александрова Л.Н. О составе гумуса почв солонцового комплекса. — Почвоведение, 1944, № 10, с. 471–481.
- ✓ Александровский А.Л. Голоценовые потребленные почвы северной половины Русской равнины: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1972. 19 с.
- ✓ Анапольская Л.Е. Режим скоростей ветра на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 200 с.
- ✓ Антипов-Каратаев И.Н., Антипова-Каратаева Т.Ф., Симакова Л.Т. О горно-лесных и горно-луговых почвах района Тиберды Северного Кавказа. — Труды Почв. ин-та им. В.В. Докучаева, 1936, т. 13, с. 367–398.
- ✓ Апарин Б.Ф. Некоторые результаты исследования почв с двумя осветленными горизонтами в таежной полосе. — Вестн. ЛГУ. Геология. География, 1972, № 18, вып. 3, с. 99–107.
- ✓ Апарин Б.Ф., Рубилин Е.В. Особенности почвообразования на двучленных породах северо-запада Русской равнины. Л.: Наука, 1975. 193 с.
- ✓ Арманд Д.Л., Дроздов А.В., Филиппович Л.С. Типологическое ландшафтное районирование методом разделения территории по некоторым признакам. — В кн.: Биogeографическое и ландшафтное изучение лесостепи. М., 1972, с. 9–34.
- ✓ Афанасьева Е.А. Происхождение, состав и свойства мощных черноземов Стрелецкой степи. — Труды Почв. ин-та им. В.В. Докучаева, 1947, т. 25, с. 181–227.
- ✓ Афанасьева Е.А. Сезонные и годовые передвижения углесолей в мощных черноземах Стрелецкой степи. Труды Центр.-Чернозем. заповедника им. В.А. Алексина, 1948, вып. 2, с. 117–157.
- ✓ Афанасьева Е.А. Черноземы Среднерусской возвышенности. М.: Наука, 1966. 224 с.
- ✓ Баер Р.А., Лютая Б.В. Водный баланс почвогрунтов зоны аэрации орошаемых массивов юга Украины. — В кн.: Проблемы ирригации почв юга Черноземной зоны М.: Наука, 1980, с. 12–25.
- ✓ Базилевич Н.И. Типы засоления при-
родных вод и почв Барабинской низменности. — Труды Почв. ин-та им. В.В. Докучаева, 1953, т. 36, с. 172–435.
- ✓ Базилевич Н.И. Геохимия почв содового засоления. М.: Наука, 1965. 330 с.
- ✓ Баранов П.Ф. Золотые наносы и почвы на развалинах Олвия. — Почвоведение, 1913, № 4, с. 105–127.
- ✓ Барановская З., Дик Н. Геоморфологический очерк левобережья р. Сейм к югу от Курска. — Землеведение, 1934, т. 36, вып. 2, с. 153–190.
- ✓ Белоусова Н.И. Альфегумусовое почвообразование: (На примере Алданского нагорья): Автореф. дис. ... канд. с.-х. наук. М., 1974. 27 с.
- ✓ Бирина А.Г. Состав кристаллической и аморфной фаз илистых фракций дерново-подзолистого почва на покровном суглинке. — Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева, 1979, вып. 20, с. 10–13.
- ✓ Бобков В.П. Содовое засоление почв как стадия естественного или искусственного рассоления территории. — Почвоведение, 1976, № 6, с. 99–110.
- ✓ Боголепов К.В. Мезозойская тектоника Сибири. М.: Наука, 1967. 328 с.
- ✓ Большаков А.Ф. Водный режим мощных черноземов Среднерусской возвышенности. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 200 с.
- ✓ Боул С., Хоул Ф., Мак-Крекен Р. Генезис и классификация почв. М.: Прогресс, 1977. 415 с.
- ✓ Бронзов А.Я. Гипновые болота на южной окраине Западно-Сибирской равнины тайги. — Почвоведение, 1936, № 2, с. 237–240.
- ✓ Бугаевский В.К. Почвы лугового ряда колючей лесостепи: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1972.
- ✓ Будио М.И. Изменения климата. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 280 с.
- ✓ Бутузова О.В. Материалы по изучению почв Приханкайской равнины. — В кн.: Сб. работ Центр. музея почвоведения им. В.В. Докучаева, 1960, вып. 3, с. 124–155.
- ✓ Вайчис М.В. О бурых псевдоподзолистых почвах под ельниками на двучленных озерно-ледниковых отложениях. — В кн.: Проблемы лесного почвоведения. М.: Наука, 1973, с. 118–128.
- ✓ Вайчис М.В. Генезис и характеристика верхнего облегченного "чехла" на суглинистых и глинистых отложениях в различных ландшафтах Литовской ССР. — В кн.: Почвоведение и агрохимия. Вильнюс, 1974, с. 63–76.
- ✓ Варламов Н.Е. Природно-мелиоративные условия северной части Сарпинской низменности: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1969. 22 с.
- ✓ Василенко В.И. Автоморфные почвы южнотаяжного левобережья Томского Приобья: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1973. 25 с.
- ✓ Васильева И.Н., Эднн С.В. Физические свойства черноземов Деркульской степи и их изменение под влиянием лесных насаждений — Труды Ин-та леса АН СССР, 1953, т. 12, с. 15–59.
- ✓ Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
- ✓ Величко А.А. Опыт палеогеографической реконструкции природы верхнего плейстоцена для территории восточной Европы и СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1977, № 4, с. 28–44.
- ✓ Вербицкий П.Г. Особенности подзолообразования на двучленных почвообразующих породах (в условиях Валдайской возвышенности): Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Л., 1965. 18 с.
- ✓ Вишневская И.В. О горно-таежных почвах верхней тайги Восточной Тувы. — Почвоведение, 1965, № 8, с. 34–43.
- ✓ Волобуев В.Р. Генетические формы засоления почв Кура-Араксинской низменности. Баку: Изд-во АН АзССР, 1965. 248 с.
- ✓ Высоцкий Г.Н. Глей. — Почвоведение, 1905, № 4, с. 291–327.
- ✓ Гаджиев И.М. Почвы бассейна реки Васюган. Новосибирск: Наука, 1976. 151 с.
- ✓ Гаджиев И.М., Курчев В.М., Хмелев В.А. Особенности развития почв Западно-Сибирской равнины и некоторые вопросы их классификации. — В кн.: Проблемы сибирского почвоведения. Новосибирск, 1977, с. 5–16.
- ✓ Галицкая Н.Ф. О морфологической структуре Стрелецкого лесостепного ландшафта. — Учен. зап. Курск. пед. ин-та, 1963, вып. 19, с. 3–20.
- ✓ Галицкий В.И. Геологическое строение Курской области и его изучение как одной из компонентов природно-территориальных комплексов. — Науч. труды Курск. пед. ин-та, 1975, т. 52 (145), с. 3–15.
- ✓ Герасимов И.П. Глеевые псевдоподзолы Центральной Европы и образования двучленных покровных наносов. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1959, № 3, с. 20–30.
- ✓ Герасимов И.П. Почвы Центральной Европы и связанные с ними вопросы физической географии. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 143 с.
- ✓ Герасимов И.П. Новое в подходах и методах определения абсолютного возраста почв. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1968, № 1, с. 28–37.
- ✓ Герасимов И.П. Природа и сущность древних почв. — Почвоведение, 1971, № 1, с. 3–10.
- ✓ Герасимов И.П. Элементарные почвенные процессы для генетической классификации почв. — Почвоведение, 1973, № 5, с. 102–113.
- ✓ Герасимов И.П. Опыт генетической диагностики почв СССР на основе элементарных почвенных процессов. — Почвоведение, 1975, № 5, с. 3–9.
- ✓ Герасимов И.П. Генетические, географические и исторические проблемы современного почвоведения. М.: Наука, 1976. 298 с.
- ✓ Герасимов И.П. Мировые почвенные единицы ФАО-ЮНЕСКО в свете концепции элементарных почвенных процессов (ЭПП). — Почвоведение, 1980, № 4, с. 16–26.
- ✓ Герасимов И.П., Ромашкевич А.И. Почва и кора выветривания в генетическом профиле красноземов Западной Грузии. — Почвоведение, 1967, № 4, с. 23–31.
- ✓ Герасимов И.П. Почвы Амуро-Алданского междуречья. — В кн.: О почвах Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 129–152.
- ✓ Герцык В.В. Сезонная динамика гумуса в мощных черноземах. — Труды Центр.-Чернозем. заповедника им. В.В. Алексина, 1959, вып. 5, с. 315–332.
- ✓ Герцык В.В. Водный режим черноземных почв на склонах разной экспозиции. — Почвоведение, 1966, № 6, с. 37–46.
- ✓ Гинзбург И.И. Каолин и его генезис. — Изв. СПб. политехн. ин-та. Отд. техн., естеств., мат., 1912, т. 17, вып. 1; т. 18, вып. 1.
- ✓ Гинзбург И.И. Основные результаты изучения древних кор выветривания и их значение при поисках минеральных месторождений. — Геология руд. месторождений, 1957, № 5, с. 61–88.
- ✓ Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, форма их проявления и классификации. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 6, с. 71–102.
- ✓ Гитерман Р.Н., Голубева Л.В., Заклинская Е.Д. и др. Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене. М.: Наука, 1968. 271 с. (Труды/Геол. ин-т АН СССР; Вып. 177).
- ✓ Глазовская М.А. Почвы Мира. Ч. 1. Основные семейства и типы почв. М.: Изд-во МГУ, 1972. 231 с.

Глазовская М.А. Общее почвоведение. М.: Высш. шк., 1981. 398 с.

Глазовская М.А., Лебедев Н.П., Геннадиев А.И. Опыт анализа генетического профиля дерново-слабоподзолистой почвы на покровных суглинках. — В кн.: Геохимические и почвенные аспекты в изучении ландшафтов. М.: Изд-во МГУ. 1975, с. 5–25.

Глазовская М.А., Парфенова Е.И. Биогеохимические факторы образования терра росса Южного Крыма. — Почвоведение, 1974, № 11, с. 12–23.

Глинка К.Д. Почвоведение. 4-е изд. М.; Л.: Сельхозгиз, 1931. 612 с.

Горбунов Н.И. Высокодисперсные минералы и методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 302 с.

Горшенин К.П. Почвы южной части Сибири (от Урала до Байкала). М.: Изд-во АН СССР, 1955. 590 с.

Грабовская О.А., Роде А.А. Почвы Центральной части Валдайской возвышенности. — Труды Почв. ин-та им. В.В. Докучаева, 1934, т. 10, вып. 1.

Григорьев Н.Д., Прудникова В.М., Сметанин И.С. Почвы Омской области. Омск: Кн. изд-во, 1960. 374 с.

Градусов Б.П. Минералы со смешанной структурой в почвах. М.: Наука, 1976. 128 с.

Градусов Б.П., Дзядевич Г.С. Химический и минералогический состав илистых фракций слабоподзолистой почвы в связи с миграцией элементов. — Почвоведение, 1961, № 7, с. 59–66.

Градусов Б.П., Палечек Л.А. Содержание и химико-минералогический состав фракций меньше 0,001 мм подзолистых почв Обь-Васюганского водораздела. — Науч. докл. высш. шк. Биол. науки, 1968, № 4, с. 119–124.

Градусов Б.П., Таргульян В.О. Минералы илистой фракции в почвах, развитых на изверженных породах Восточного Саяна. — Почвоведение, 1962, № 11, с. 24–33.

Градусов Б.П., Черняховский А.Г. Плейстоцен-голоценовые коры выветривания лесных ландшафтов Центрального и Восточного Закавказья. — В кн.: Коры выветривания. М.: Наука, 1976, вып. 15, с. 97–120.

Григорьев А.А. Роль теплообмена и влагообмена в строении и развитии географической оболочки (преимущественно на равнинах умеренного пояса) и их значение для продуктивности сельскохозяйственных культур. — В кн.: Тепло-вой и водный режим земной поверхности. Л., 1960, с. 128–143.

Грин А.М. Исследование водного баланса естественных и сельскохозяйственных угодий лесостепи. — В кн.: Геофизика ландшафта. М.: Наука, 1967, с. 67–73.

Грин А.М., Кук Ю.В., Чернышев Е.П. Склоновый сток в естественных экосистемах и на сельскохозяйственных угодьях. — В кн.: Водный баланс основных экосистем Центральной лесостепи. 1974, Ин-т географии АН СССР, с. 53–100.

Гричук М.П. К стратиграфии четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Труды Междувед. совещ. по разработке стратигр. схем Сибири. Л.: 1957, с. 454–461.

Гричук М.П. Об основных чертах развития природы южной части Западно-Сибирской низменности и стратиграфическом расчленении четвертичных отложений. — В кн.: Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. М., 1961, т. 3, с. 44–57.

Дайнеко Е.К. Пространственная изменчивость глубины залегания верхней границы карбонатов в целинных черноземах Центрально-Черноземного заповедника им. В.В. Алексина. — В кн.: Тез. докл. второго совещ. по структуре почвенного покрова и методам ее исследования. М., 1971, с. 75–77.

Дайнеко Е.К. Дополнительные классификационные признаки выщелоченных черноземов и их участие в структуре почвенного покрова Курской области. — В кн.: Структура почвенного покрова и ее значение для картирования почв, учета и использования почвенных ресурсов. Тез. докл. IV Всесоюз. совещ. Кишинев, 1980, с. 153–155.

Дайнеко Е.К., Дроздов А.В. Запасы гумуса в почвах лугово-степных природных комплексов Центральной лесостепи. — В кн.: Топологические аспекты изучения поведения вещества в геосистемах. Иркутск, 1973, с. 139–144.

Дайнеко Е.К., Дроздов А.В., Злотин Р.И. и др. Особенности функционирования природных комплексов средней лесостепи. — В кн.: Материалы VI съезда Геогр. о-ва СССР. Тбилиси, 1975, с. 85–97.

Дедков А.П., Можерин В.И., Ступин А.В., Трофимов А.М. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1977. 224 с.

Дзядевич Г.С. Минералогический состав и свойства дерново-подзолистых оглеенных почв. — Почвоведение, 1972, № 12, с. 114–124.

Динесман Л.Г. Изучение истории биогеоценозов по норам животных. М.: Наука, 1968. 100 с.

Динесман Л.Г. Биогеоценозы степей в голоцене. М.: Наука, 1977. 160 с.

Дмитриев Е.А. Математическая статистика в почвоведении. М.: Изд-во МГУ, 1972. 292 с.

Добровольский В.В. Некоторые чер-

ты геохимии гипергенеза Восточной Африки. — В кн.: Материалы семинара по геохимии гипергенеза и коры выветривания. Минск, 1969, с. 74–77.

Докучаев В.В. Наши степи прежде и теперь. 2-е изд. М.: Сельхозгиз, 1953. 152 с.

Долгова Л.С. Характеристика дерново-подзолистых почв, формирующихся на двучленных наносах. — Почвоведение, 1963, № 5, с. 53–63.

Долгушин И.Ю. Геоморфология западной части Алданского нагорья. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 206 с.

Доскач А.Г. К вопросу о современных процессах образования золотых отложений. — В кн.: Проблемы региональной и общей палеогеографии лесовых и перигляциальных областей. М.: Ин-т географии АН СССР, 1975, с. 155–162.

Дохман Г.И. Лесостепь Европейской части СССР: К познанию закономерности природы лесостепи. М.: Наука, 1968. 271 с.

Егоров В.В., Захарьина Г.В. Зависимость размеров засоления верхних горизонтов почв от глубины грунтовых вод. — Докл. АН СССР, 1956, т. 109, № 4, с. 851–853.

Завалишин А.А. К изучению генезиса почв подзолистого типа на покровных суглинках центральной части Русской равнины. — Избр. тр. Л.: Наука, 1973. 298 с.

Зайдельман Ф.Р. Подзоло- и глееобразование. М.: Наука, 1974. 207 с.

Зайдельман Ф.Р., Соколова Т.А., Нарокова Р.П. Изменение содержания химического и минералогического состава илистой фракции трех почвообразующих пород под влиянием оглеения в условиях модельного опыта. — Вестн. МГУ. Сер. 7, Почвоведение, 1978, № 1, с. 46–53.

Зайцев В.Б. Рисовая оросительная система. М.: Колос, 1964. 263 с.

Зайцева Т.Ф. Почвы контактной полосы северной лесостепи и подтайги Приобья, их генезис и агрономическая оценка. — Тр. Новосибир. с.-х. ин-та, 1970, т. 43. Земельный фонд и регулирование водного режима, с. 26–125.

Захаров С.А. Курс почвоведения. 2-е изд. М.; Л.: Гос. изд-во с.-х. и колхоз. лит., 1931. 440 с.

Зимовец Б.А. Вторичная аккумуляция солей в зоне капиллярной каймы нерегулярно орошаемых почв Нижнего Заволжья. — В кн.: Совершенствование методов оценки засоленных почв, прогнозирование и предупреждение вторичного засоления: Тез. Всесоюз. совещ. (Харьков, 23–26 окт. 1972 г.). М., 1972, с. 47–48.

Злотин Р.И., Ходашова К.С. Роль животных в биологическом кругово-

роте лесостепных экосистем. М.: Наука, 1974. 200 с.

Зозулин Г.М. Вопросы взаимоотношения леса и степи в центральной части лесостепной зоны. — В кн.: Краевед. записки. Курск, 1959, вып. 1, с. 141–154.

Зонн С.В. Горно-лесные почвы северо-западного Кавказа. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 333 с.

Зонн С.В. Воздействие лесных насаждений на воднотрансформные соединения черноземов. — Труды Ин-та леса АН СССР, 1954, т. 15, с. 101–135.

Зонн С.В. О бурых лесных и бурых псевдоподзолистых почвах Советского Союза. — В кн.: Генезис и география почв. М., 1966, с. 17–43.

Зонн С.В. (при участии Мусорков Г.П. и Сапожникова А.П.). Особенности аллювиального выветривания и почвообразования на островах Приморья и Дальнего Востока. — В кн.: Изучение и освоение природной среды. М. 1976, с. 123–137.

Зоткин И.Г., Цветков В.И. О поисках метеоритных кратеров на Земле. — Астрон. вестн., 1970, т. 4, № 1, с. 55–65.

Иванов Г.И. Почвообразование на юге Дальнего Востока. М.: Наука, 1976. 200 с.

Иванова Е.Н. Генезис и эволюция засоленных почв в связи с географической средой. — В кн.: Почвы СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939, т. 1, с. 349–403.

Иванова Е.Н. Горно-лесные почвы Среднего Урала. — Труды Почв. ин-та им. В.В. Докучаева, 1949, т. 30, с. 57–142.

Ивашов И.П. Изучение геохимического баланса веществ в современной коре выветривания гранодиоритов юга Дальнего Востока (с помощью метода абсолютных масс). — В кн.: Ландшафты юга Дальнего Востока. Новосибирск, 1973, с. 149–151.

Ивашов П.В. Минералогия и геохимия современной коры выветривания и почв, сформированных на кислых интрузивных породах юга Дальнего Востока. — В кн.: Физико-географические и ландшафтно-геохимические исследования в южной части Дальнего Востока. М.: Наука, 1975, с. 106–136.

Ивашов П.В., Бардок В.В., Бабурин А.А. Биогеохимические исследования на вольфрамовом рудном месторождении (юг Дальнего Востока). — Там же, 1975, с. 159–210.

Иверонова М.И., Яшина А.В. Снежный покров Стрелецкого участка Центрально-Черноземного заповедника. — Труды Центр.-Чернозем. заповедника им. В.В. Алексина, 1971, вып. 11, с. 146–181.

Иенни Г. Факторы почвообразования. М.: Инстр. лит., 1948, 333 с.

Ильвес Э.О., Лийва А.А., Пунинг Я.М.К. Радиоуглеродный метод и его применение в четвертичной геологии и археологии Эстонии. Таллин, 1974, 230 с.

Каравая Н.А. Генезис и эволюция второго гумусового горизонта в почвах южной тайги Западной Сибири. — В кн.: Почвообразование и выветривание в гумидных ландшафтах. М.: Наука, 1978а, с. 133–157.

Каравая Н.А. Современное заболачивание в почвах южной тайги Западной Сибири и эволюция почвенного покрова в голоцене. — Там же, 1978б, с. 158–210.

Каравая Н.А. Дерново-глебовые почвы Западной Сибири. — В кн.: Специфика почвообразования в Сибири. Новосибирск, 1979, с. 69–79.

Каравая Н.А. Заболачивание и эволюция почв. М.: Наука, 1982, 294 с.

Кауричев И.С., Панов Н.П. О составе перегноя в солонцеватых почвах. — Докл. ТСХА, 1957, вып. 29, с. 195–201.

Кац Д.М. Влияние орошения на грунтовые воды. М.: Колос, 1976, 269 с.

Качурин С.П. Роль многолетнего промерзания и протаивания горных пород в развитии рельефа и формировании рыхлых отложений. — В кн.: Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. М., 1961, т. 1, с. 212–217.

Кашанский А.Д. Особенности генезиса подзолистых почв на одночленных и двучленных карбонатных породах: Автореф. дис. ... канд. с.-х. наук. М., 1972, 24 с.

Кашанский А.Д. Подзолистые почвы на двучленных наносах европейского Севера СССР. — В кн.: Современные почвенные процессы. М., 1974, с. 112–136.

Кесь А.С., Федорович Б.А. Проблема зональности и возраста олово-почвенных мелкоземов. — В кн.: Проблемы региональной и общей палеогеографии лесовых и перигляциальных областей. М.: Ин-т географии АН СССР, 1975, с. 90–102.

Кесь А.С., Федорович Б.А. Происхождение, перенос и осаждение олового мелкозема. — В кн.: Изучение и освоение природной среды. М.: Ин-т географии АН СССР, 1976, с. 59–77.

Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977, с. 43–46, 107–109.

Ковалев Р.В., Трофимов С.С. Изученность почвенного покрова Западной Сибири и задачи дальнейших исследований. — В кн.: Генетические особенности и вопросы плодородия почв Западной Сибири. Новосибирск, 1972, с. 5–12.

Ковда В.А. Происхождение и режим засоленных почв. М.: Изд-во АН СССР, 1946, Т. 1, 574 с.

Ковда В.А. Геохимия пустынь СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1954, 151 с.

Ковда В.А. Общность и различия в истории почвенного покрова континентов: (К составлению почвенной карты мира). — Почвоведение, 1965, № 1, с. 3–17.

Ковда В.А. Основы учения о почвах: Общая теория почвообразовательного процесса. М.: Наука, 1973, кн. 1, 447 с.

Ковда В.А. Почвенный покров, его улучшение, использование и охрана. М.: Наука, 1981, 179 с.

Ковда В.А., Самойлова Е.М. О возможности нового понимания истории почв Русской равнины. — Почвоведение, 1966, № 9, с. 1–12.

Козловский Ф.И. Методы изучения солевого режима почв. — В кн.: Методы стационарного изучения почв. М.: Наука, 1977, с. 88–166.

Козловский Ф.И., Корнблум Э.А. Мелиоративные проблемы изучения пойм степной зоны. М.: Наука, 1972, 218 с.

Коковина Т.П. Состав лизиметрических вод в мощных черноземах под целинной травяной растительностью. — Тр. Центр.-Черном. запovedника им. В.В. Алексина, 1965, вып. 8, с. 264–280.

Коковина Т.П. К вопросу о зольном обмене в дубраве на мощном черноземе. — Труды Центр.-Черном. запovedника им. В.В. Алексина, 1967, вып. 10, с. 133–153.

Кондратьева Е.В. К характеристике дерново-подзолистых почв на двучленных породах Валдайской возвышенности. — В кн.: Биогеохимические процессы в подзолистых почвах. Л.: Наука, 1972а, с. 168–187.

Кондратьева Е.В. Некоторые данные о двучленности моренных отложений Валдайской возвышенности. — В кн.: Сб. трудов Центр. музея почвоведения им. В.В. Докучева, 1972б, вып. 5, с. 74–90.

Конищев В.Н. Криогенное выветривание как фактор формирования лесовидных образований Северной Евразии: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1978, 49 с.

Кононова М.М. Органическое вещество почв: Его природа, свойства и методы изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 314 с.

Корнблум Э.А., Дементьева Т.Г., Зырин Н.Г., Бирин А.Г. Изменение глинистых минералов при образовании южного и слитого черноземов, лиманной солоды и солонча. — Почвоведение, 1972а, № 1, с. 67–85.

Корнблум Э.А., Дементьева Т.Г.,

Зырин Н.Г., Бирин А.Г. Некоторые особенности процессов передвижения и преобразования глинистых минералов при образовании южного и слитого черноземов, лиманной солоды и солонча. — Почвоведение, 1972б, № 5, с. 107–115.

Короткий А.М. Восточно-Маньчжурское и Сихотэ-Алиньское эпигеосинклинальные горные сооружения. Западно-Южно-Приморская группа межгорных и внутригорных впадин. — В кн.: Юг Дальнего Востока. М.: Наука, 1972, с. 264–305.

Косарев М.Ф. Колебания климата и человек в Западной Сибири. — Природа, 1973, № 12, с. 63–69.

Костычев П.А. Почвы черноземной области России: Их происхождение, состав и свойства. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937, с. 9–546.

Красюк А.А. Почвенные исследования Северного края. — В кн.: Агроном. служба сев. ж. д.: Отчеты об исследовании. М., 1922, вып. 9, с. 1–55.

Крейда Н.А. Почвы хвойно-широколиственных и широколиственных лесов Приморского края. Владивосток, 1970, 228 с. (Учен. зап. Дальневост. гос. ун-та; Т. 27. Вып. 2).

Кринари Г.А. О возможностях использования ориентированных препаратов для регистрации небазальных рентгеновских отражений в тонкодисперсных слоистых силикатах. — В кн.: Кристаллохимия глинистых минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 132–139.

Кринов Е.Л. Метеоритные кратеры на поверхности Земли. — Труды Ин-та геологии АН ЭССР, 1963, вып. 11, с. 11–24.

Кузнецов Е.А. К тектонике восточного склона Среднего Урала. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1933, т. 11, вып. 2, с. 111–137.

Кузнецов К.А. Почвы юго-восточной части Западно-Сибирской равнины. Томск, 1949, 214 с. (Труды Том. ун-та; Т. 106).

Кузник А.И. Орошение в Заволжье. Л.; Гидрометеоздат, 1979, 158 с.

Куликов А.В., Соколова Т.А., Таргульян В.О., Излев А.М. Особенности подзолистого и буроземного почвообразования на гранитных сапролитах Алданского нагорья Сихотэ-Алиня. — В кн.: Тез. докл. V Делегат. съезда Всесоюз. о-ва почвоведов, Минск, 1977, вып. 5, с. 75–79.

Куликов А.В., Таргульян В.О. Al-Fe-гумусовое подзолообразование на современных и древних корках выветривания гранитов Южной Якутии. — В кн.: Специфика почвообразования в Сибири. Новосибирск, 1979, с. 39–44.

Лазаренко А.А., Шелкоплас В.Н. Пер-

вые определения возраста среднеазийских лесов термолуминесцентным методом. — В кн.: Стратификация, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М.: Наука, 1973, с. 106–118.

Лебедев А.В. Методы изучения баланса грунтовых вод. М.: Недра, 1976, 232 с.

Лесовые породы СССР. М.: Наука, 1966, 256 с.

Ливеровский Ю.А., Дзядевич Г.С. Глеевые почвы некоторых геохимических ландшафтов южной тайги. — В кн.: География почв и геохимия ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1967, с. 3–36.

Лисицын А.П. Осадконакопление в океанах: Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974, 240 с.

Лянунов А.А. В чем состоит системный подход к изучению реальных объектов сложной природы. — В кн.: Управляющие системы. Новосибирск, 1970, вып. 6, с. 25–37.

Матинян Н.Н. К вопросу о превращении высокодисперсных минералов при заболачивании. — Вестн. ЛГУ. Биология, 1968, № 9, вып. 2, с. 147–152.

Методы исследования минералогического состава и органического вещества почв. Ашхабад: Ылым, 1975, 415 с.

Мещеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука, 1964, 390 с.

Мильков Ф.И. Средняя полоса Европейской части СССР. Очерк природы. М.: География, 1961, 216 с.

Моделирование процессов засоления и осолонцевания почв (Под ред. В.А. Ковды, И. Саболяча. М.: Наука, 1980, 262 с.

Моисеев Н.Н. Математика ставит эксперимент. М.: Наука, 1979, 223 с.

Морозов А.Т. Дренаж в орошаемых районах как регулятор водно-солевого режима. — В кн.: Мелиорация почв Кура-Араксинской низменности. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 3–106.

Муратова В.С. Перемещение солей при орошении почв Мильской равнины — Там же, 1962, с. 107–184.

Наумов Е.М. Почвы южной части Магаданской области в пределах Охотского побережья. — В кн.: О почвах Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 163–195.

Нейштадт М.И. Роль торфяных отложений в восстановлении истории ландшафтов СССР. — Проблемы физ. географии, 1940, вып. 8, с. 3–52.

Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957, 404 с.

Неуструев С.С. Опыт классификации почвообразовательных процессов в связи с генезисом почв. — Изв. Геогр. ин-та, 1926, вып. 6.

Никитенко Ф.А. Лёссовидные породы Новосибирского Приобья и их инженерно-геологическая характеристика. — Тр. Новосибир. ин-та инж. ж.-д. транспорта, 1963, вып. 34, с. 7–285.

Никитин Е.В., Градусов Б.П. Глинистые минералы в почвах таежно-лесных ландшафтов Западной Сибири. — Вестн. МГУ. Сер. 17, Почвоведение, 1977, № 4, с. 38–47.

Ногина Н.А. О палео-подзолистых почвах Белоруссии. — Почвоведение, 1952, № 2, с. 132–144.

Оглезнев А.К. Диагностическое значение ила корочек и почвы в связи с оценкой подзоло- и глееобразования. — Почвоведение, 1971, № 12, с. 12–23.

Орлов Д.С. Гумусовые кислоты почв: Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. М., 1973. 47 с.

Орфанитский В.Г., Орфанитская Ю.А. К характеристике лесорастительных свойств почв на двучленных карбонатных наносах. — Труды Архангельск. лесотехн. ин-та, 1969, т. 21, с. 84–89.

Пак К.П., Мясников В.В. Явления вторичного засоления в солонцовых комплексах лимана Большой Пары при рисово-кормовом севообороте. — В кн.: Проблемы генезиса и мелиорации орошаемых почв. М., 1973. ч. 3, с. 17–28.

Пак К.П., Пустовойтов Н.Д., Мясников В.В. Почвенно-мелиоративные особенности северо-восточной части лимана Большой Пары Сарпинской низменности. — Почвоведение, 1970, № 9, с. 99–106.

Панин П.С. Процессы солесотдачи в промываемых толщах почв. Новосибирск: Наука, 1968. 303 с.

Перельман А.И. Геохимия М.: Высш. шк., 1979. 403 с.

Петров В.П. Ландшафты и почвы центральной части Восточных Саян. — Землеведение. Н.С., 1948, т. 2(42), с. 286–324.

Петров В.П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. М.: Изд-во АН СССР, 1948, с. 1–193. (Труды Ин-та геол. наук; Вып. 95).

Петров В.П. Основы учения о древних корях выветривания. М.: Недра, 1967. 343 с.

Петров В.П. Современные проблемы учения о коре выветривания. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые коры выветривания. М.: Наука, 1977, с. 9–89.

Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М.: Наука, 1971. 320 с. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).

По почвам Белоруссии: Путеводитель

экскурсии V съезда ВОП. Минск: Ураджай, 1977, с. 1–109.

Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М.: Недра, 1974. 443 с.

Полынов Б.Б. Процессы засоления и рассоления и солевой профиль почв. — Труды Комис. по ирригации АН СССР, 1933. (Отчет Нижне-Волжской экспедиции Академии наук; Вып. 1).

Полынов Б.Б. Избр. труды. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 751 с.

Пономарева В.В. К познанию гумусо-милловидного подзолообразовательного процесса. — Учен. зап. ЛГУ, Сер. биол. наук, 1951, № 140, вып. 27.

Пономарева В.В. Гумус такыров. — В кн. Такыры Западной Туркмении и пути их сельскохозяйственного освоения. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 736 с.

Пономарева В.В. О генезисе гумусового профиля чернозема. — Почвоведение, 1974, № 7, с. 27–38.

Пономарева В.В., Плотникова Т.А. К генезису и характеристике гумусового профиля чернозема. — Труды Центр. Чернозем. заповедника им. В.В. Алексина, 1977, вып. 13, с. 80–106.

Пономарева В.В., Плотникова Т.А. Гумус и почвообразование: Методы и результаты изучения. Л.: Наука, 1980. 222 с.

Попов А.А., Червезова В.М. Солевой режим солонцов на рисовых участках в Сарпинской низменности. — В кн.: Мелиорация орошаемых засоленных почв. М., 1971, т. 2, ч. 1, с. 39–49.

Порай-Кошиц М.А. Практический курс рентгеноструктурного анализа. М.: Изд-во МГУ, 1960. 632 с.

Почвы Новосибирской области. Новосибирск: Наука, 1966, с. 16–94.

Программа почвенной карты СССР масштаба 1 : 2 500 000 / Сост.: В.М. Фридланд, Н.А. Караваева, Е.Н. Руднева и др. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1972. 158 с.

Пустовойтов Н.Д., Мясников В.В. Водный и солевой режим на полях рисово-кормового севооборота на примере почв солонцового комплекса рисовхоза "Восход" КазССР. — В кн.: Мелиорация солонцов. М., 1972, ч. 2, с. 323–334.

Путеводитель почвенной экскурсии: X Междунар. конгр. почвоведов. Восточно-Европейская равнина, лесостепная и степная зона. М., 1974. 96 с.

Пьявченко Н.И. О перемещении растительных зон на севере Восточной Европы и Западной Сибири в последниковое время. — Докл. АН СССР, 1952, т. 84, № 1, 127–130.

Пьявченко Н.И. Тофяники Русской лесостепи. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 191 с.

Пьявченко Н.И. Некоторые итоги стационарного изучения взаимоотношения леса и болота в Западной Сибири. — В кн.: Взаимоотношение леса и болота. М., 1967, с. 7–42.

Пьявченко Н.И. Об изучении болот в связи с проблемой "Человек и биосфера". — В кн.: История биогеоценозов в СССР в голоцене. М.: Наука, 1976, с. 46–57.

Пьявченко Н.И., Сибирева З.А. Некоторые результаты стационарного изучения взаимовлияния леса и болота в подзоне средней тайги. — Труды. Ин-та леса и древесины СО АН СССР, 1962, т. 53, с. 174–203.

Разумова В.Н. Кора выветривания и гидротермальные образования Батумского побережья Кавказа. — Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 2, с. 424–426.

Разумова В.Н. Древние коры выветривания и их генетические типы. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 1, с. 166–169.

Разумова В.Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1977. 156 с. (Труды Геол. ин-та; Вып. 303).

Раднер Ю.Л., Аманьева А.М., Руднев Н.И. Радиационный и тепловой баланс основных естественных ландшафтов лесостепи. — В кн.: Геофизика ландшафта. М.: Наука, 1967, с. 25–39.

Реввердт В.В. Основные моменты развития флоры средней Сибири. — Сов. ботаника, 1940, № 2, с. 31–38.

Рейнтам Л.Ю. Характеристика некоторых почв на красно-бурой морене и вопросы разграничения дерново-подзолистого, псевдоподзолистого и буроземного типов. — В кн.: Сб. науч. трудов Эст. с.-х. акад., 1970, № 65, с. 195–233.

Рейнтам Л.Ю. Почвообразование на моренах и двучленных породах Эстонии. — В кн.: Сб. науч. трудов Эст. с.-х. акад., 1971, № 75, с. 3–78.

Рейнтам Л.Ю. О генетических особенностях поверхностно-оглеенных почв и балансе веществ в их профиле. — В кн.: Специфика почвообразования в Сибири. М.: Наука, 1979, с. 30–39.

Рентгеновские методы исследования и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965. 600 с.

Роде А.А. Подзолообразовательный процесс. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 457 с.

Роде А.А. Почвообразовательный процесс и эволюция почв. М.: Географиз, 1947. 142 с.

Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге. Л.: Гидрометеиздат, 1969, т. 2. 296 с.

Роде А.А. Система методов исследования в почвоведении. Новосибирск: Наука, 1971. 92 с.

Розанов А.Н. Засоление и мелиорация орошаемых почв. — В кн.: Применение дренажа при освоении засоленных земель. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 39–63.

Розанов Б.Г. О природе контактного осветленного горизонта почв на двучленных породах. — Почвоведение, 1957, № 6, с. 16–23.

Розанов Б.Г. Морфология почв. М.: Изд-во МГУ, 1983. 320 с.

Розанова И.М. Круговорот зольных веществ и изменение физико-химических свойств выщелоченных черноземов под хвойными и широколиственными насаждениями. — Труды Лаб. лесоведения АН СССР, 1960, т. 1, с. 5–60.

Романова Т.А. Почвы и почвенный покров как природная основа осушительных мелиораций: (На примере зап. части Белорус. Полесья); Автореф. дис. ... д-ра с.-х. наук. Новосибирск, 1978. 43 с.

Романова Т.А., Балахонова К.Н., Шмигельская И.Д. К вопросу о дерново-палео-подзолистых почвах Белоруссии. — Труды Белорус. науч.-исслед. ин-та почвоведения и агрохимии, 1972, вып. 9, с. 5–13.

Ромашкевич А.И. Генетическая характеристика бурых горно-лесных почв юго-восточной части Краснодарского края. — В кн.: Почвенно-географические исследования и использование аэрофото-съемки в картировании почв. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 358 с.

Ромашкевич А.И. Выветривание и почвообразование в горном поясе Западной Грузии. — В кн.: Почвообразование и выветривание в гумидных ландшафтах. М.: Наука, 1978, с. 66–96.

Ромашкевич А.И., Татарникова Л.Г. Особенности оподзоливания почв в сосновых лесах Большого Кавказа (бассейн Кубани). — Почвоведение, 1980, № 12, с. 16–28.

Руднев Н.И. Радиационный баланс леса. М.: Наука, 1977. 126 с.

Рухина Е.В. Литология ледниковых отложений. Л.: Недра, 1973. 176 с.

Самойлова Е.М., Дмитриков Л.М. Особенности гумусообразования в луговых почвах европейской лесостепи. — В кн.: Почвы и продуктивность растительных сообществ. М.; Изд-во МГУ, 1979, вып. 4, с. 108–168.

Серебряков А.К. Почвы Тебердинского государственного заповедника. — Труды Тебердин. заповедника, 1957, т. 1, с. 51–84.

Симонов Ю.Г. Региональные типы процессов выветривания и морфолито-генез. — Зап. Забайкал. фил. ГО СССР. Чита, 1970, с. 3–12. (Региональные типы процессов выветривания; Вып. 41).

Симонов Ю.Г. Региональный геомор-

фологический анализ. М.: Изд-во МГУ, 1972. 251 с.

Соколов И.А., Таргульян В.О. Взаимодействие почвы и среды: почва-память и почва-момент. — В кн.: Изучение и освоение природной среды. М., 1976, с. 150–164.

Соколов И.А., Таргульян В.О. Взаимодействие почвы и среды: рефлекторность и сенсорность почв. — В кн.: Вопросы географии, 1977, сб. 104, с. 153–170. Системные исследования природы.

Соколова Т.А. Глинистые минералы в кислых почвах с текстурно-дифференцированным профилем. — В кн.: Тез. докл. Юбил. конф. кафедры почвовед. и агрохимии. Тарту, 1979, с. 104–105.

Страхов Н.М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. Критич. обзор. М.: Наука, 1971. 621 с. (Труды Геол. ин-та; Вып. 228).

Структура, функционирование и эволюция системы биогеоценозов Барабы. Новосибирск: Наука, 1974. 307 с.

Таргульян В.О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М.: Наука, 1971. 268 с.

Таргульян В.О., Александровский А.Л. Эволюция почв в голоцене: (Проблемы, факты, гипотезы). — В кн.: История биогеоценозов СССР в голоцене. М.: Наука, 1976, с. 57–78.

Таргульян В.О., Бирин А.Г., Куликов А.В. и др. Организация, состав и генезис дерново-палево-подзолистой почвы на покровных суглинках: Морфол. исследование. М., 1974. 55 с.

Таргульян В.О., Излев А.М., Куликов А.В. Внутрпочвенное выветривание основных пород в хелювиальной и элювиально-глеевой обстановках (на базальтовых плато Дальнего Востока). — В кн.: Почвообразование и выветривание в гумидных ландшафтах. М.: Наука, 1978, с. 4–25.

Таргульян В.О., Соколова Т.А., Бирин А.Г. и др. Организация, состав и генезис дерново-палево-подзолистой почвы на покровных суглинках: Ан. исслед. М., 1974. 109 с.

Таргульян В.О., Тонконозов В.Д., Александровский А.Л. Гипотеза голоценовой эволюции суглинистых тундровых и таежно-лесных почв Восточно-Европейской равнины. — В кн.: Научные основы рационального использования и повышения плодородия почв. Ростов н/Д, 1978, с. 6–10.

Тащилкин В.А. Основные эпохи образования кор выветривания в Приморье и типичные профили выветривания на различных комплексах пород. — Информ. сб. Примор. геол. упр., 1968, № 6, с. 97–102.

Теоретические основы процессов засоления-рассоления почв/Под ред.

В.М. Боровского, Э.А. Соколенко. Алма-Ата: Наука, 1981. 289 с.

Тимофеев Д.А. Эпохи выравнивания рельефа Евразии в мезозое и кайнозое. — Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1968, вып. 3 (5), с. 183–186.

Тимофеев Д.А. Поверхности выравнивания суши. М.: Наука, 1979. 270 с.

Травникова Л.С., Самойлова Е.М. Минералогический состав луговых почв Тамбовской области. — В кн.: Почвы и продуктивность растительных сообществ. М.: Изд-во МГУ, 1974, вып. 2, с. 204–227.

Трунцев А.Г. Двучленные наносы Ленинградской и северных областей. — Почвоведение, 1937, № 4, с. 513–522.

Тумин Г.М. Влияние лесных полос на почву в Каменной степи. Воронеж, 1930. 40 с.

Тюрин И.В. Состав и свойства гумуса черноземов Стрелецкой степи. — Труды Центр.-Черномоз. заповедника им. В.В. Алексина, 1948, вып. 2, с. 79–102.

Урушадзе Т.Ф. Горно-лесных почвы Грузии: Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. М., 1978. 61 с.

Утехин В.Д. Первичная биологическая продуктивность лесостепных экосистем. М.: Наука, 1977. 146 с.

Уфимцева К.А. О горных таежных почвах Забайкалья. — Почвоведение, 1963, № 3, с. 51–61.

Уфимцева К.А. Почвы южной части таежной зоны Западно-Сибирской равнины. М.: Колос, 1974. 206 с.

Филимонова Л.Г. К характеристике таежных почв Алданского и Томского районов Якутской АССР. — Почвоведение, 1965, № 3, с. 13–20.

Филимонова Л.Г. Геохимия фтора в зоне гипергенеза областей многолетней мерзлоты. М.: Наука, 1977. 152 с.

Фокин А.Д. Исследование процессов трансформации, взаимодействия и переноса органического вещества, железа и фосфора в подзолистой почве: Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. М., 1975. 28 с.

Форрестер Дж. Мировая динамика. М.: Наука, 1978.

Фридланд В.М. Бурные лесные почвы Кавказа. — Почвоведение, 1953, № 12, с. 28–43.

Фридланд В.М. Влияние степени выветрелости почвообразующих пород на процессы формирования почв в различных биоклиматических зонах. — Почвоведение, 1970, № 12, с. 5–16.

Ханаев С. Лавинные природные комплексы и их динамика (на примере Тебердинского заповедника): Авто-

реф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1974. 23 с.

Хогинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 198 с.

Хрянина Л.П. Результаты геологического изучения Соболевского метеоритного кратера (хр. Сихотэ-Алинь). — Метеоритика, 1978, вып. 37, с. 168–173.

Худяков Г.И. Принципы морфоструктуры анализа и восстановления истории развития наземного рельефа. — В кн.: Юг Дальнего Востока. М.: Наука, 1972, с. 24–62.

Целищева Л.К. Почвы на двучленных отложениях в Прибалтике. — В кн.: Почвообразование и выветривание в гумидных ландшафтах. М.: Наука, 1978, с. 122–133.

Целищева Л.К. Почвы на двучленных наносах в Европейской части Союза. — В кн.: Почвы и их продуктивность. Тарту, 1979, с. 34–36.

Целищева Л.К., Дайнеко Е.К. Очерк почв Стрелецкого участка Центрально-Черномозного заповедника. — Труды Центр.-Черномоз. заповедника им. В.В. Алексина, 1967, вып. 10, с. 154–187.

Целищева Л.К., Кашанский Д.А., Таргульян В.О. Двухэтажные почвы на двучленных породах лесных ландшафтов ЕЧС. — В кн.: Тез. докл. V Делегат. съезда Всесоюз. о-ва почвоведов. Минск, 1977, вып. 4, с. 26–29.

Цехомский А.М., Карстенс Д.И. Основные эпохи развития кор выветривания в мезо-кайнозое на Сибирской платформе и геологические особенности. — Труды СНИИГТИМС, 1967, вып. 66, с. 120–125.

Черноземы СССР. М.: Колос, 1974, т. 1. 560 с.

Черняховский А.Г. Некоторые вопросы физического и физико-химического выветривания горных пород. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1968, вып. 10, с. 18–29.

Чухров Ф.В. Коры выветривания как источник материала некоторых осадочных руд. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 3, с. 5–24.

Шанцер Е.В. Некоторые общие вопросы учения о генетических типах отложений. — В кн.: Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980, с. 5–29. (Труды Геол. ин-та АН СССР; Вып. 350).

Шматкин В.Ф. Солевой режим почв солонцового комплекса и его изменение под влиянием орошения затоплением в условиях Сарпинской низменности. — В кн.: Мелиорация орошаемых засоленных почв. М., 1971, т. 2, ч. 1, с. 49–61.

Шматкин В.Ф. Улучшение орошаемых земель Калмыкии. — Степные просторы, 1980, № 8, с. 24–26.

Шоба С.А. Минералогический состав

почв южнотаежной подзоны Западной Сибири. — Почвоведение, 1972, № 9, с. 112–125.

Эвальд Э. О генезисе буроземов и близких к ним бурых лесных и таежных почв. — Почвоведение, 1960, № 4, с. 46–59.

Юг Дальнего Востока. М.: Наука, 1972. 423 с. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).

Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы/Пер. с англ. М.: Мир, 1965. 424 с.

Aston S.R. Eolian dust from the lower atmosphere of the eastern Atlantic and Indian Oceans, China Sea and Sea of Japan. — Mar. Geol., 1973, N 14, N 1, p. 47–50.

Becker G.F. Reconnaissance of the gold fields of the southern Appalachians: US Geol. Surv. 16th annu. rep., Wash., 1895. Pt. 3, p. 251–331.

Bricker O.P., Mackenzie E.T. Limestones and red soils of Bermuda: Discussion. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, N 8, p. 2523–2524.

Brinkman R. Ferrololysis, a hydromorphic soilforming process. — Geoderma, 1970, vol. 3, N 3, p. 199–206.

Brown G. Soil morphology and mineralogy: A qualitative study of some gleyed soils from North-West England. — J. Soil Sci., 1954, vol. 5, N 1.

Butze H. Lavastrome und Aschenregen. Leipzig, 1955. 280 S.

Comel A. Rassegna critica di studi italiani sulla terra rossa d'Italia, 1934–1950. — Ann. Star. Clim. Agr. Sper. Gorizia, 1952, N 3, p. 7–11.

Corbet J.R. The genesis of some basaltic soils in New South Wales. — J. Soil Sci., 1968, vol. 19, N 1, p. 174–185.

De Coninck F., Jamagne M. Evolution of the fine fraction in a chronosequence on loess material in Northern France. — In: Trans. 10th Intern. congr. soil sci. Moscow, 1974, vol. 7, p. 83–90.

Delaney A.C., Parkin D.W., Griffin J.J. et al. Airborn dust collected at Barbados. — Geochim. et cosmochim. acta, 1967, vol. 31, p. 72–93.

Dixon J.B., Jackson M.L. Properties of intergradient chlorite-expandable silicates of soils. — Proc. Soil Sci. Soc. Amer., 1962, vol. 26, N 4, p. 358–362.

Duchaufour Ph. L'évolution des sols: Essai sur la dynamique des profils. P., 1968. 94 p.

Ergezinger P. Morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ilz (Bayerischer Wald). — Berlin. geogr. Abh., 1965, H. 2, p. 65–84.

Farmer V.C., Russel I.D., McHardy M.I. Evidence for loss of protons and octohedral iron from oxidized biotites and vermiculites. — Miner. Mag., 1971, vol. 38, N 294.

Goodman G.T., Smith S., Parry G.D.R., Inskip M.J. The use of moss-beds as depo-

sition gauges for airborne metals. — In: Proc. Conf. Nat. soc. clean air, Albany 1974, p. 84–87.

Gow A.J., Willington T. Volcanic ash in the Antarctic ice sheet and its possible climatic implications. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, vol. 13, N 1, p. 210–218.

Hamilton W.L. Measurement of natural particulate fallout into high polar ice sheets. 2. Antarctic and Greenland cores. — In: US Army Mat. Com. Cold region res. and eng. lab., Res. rep. N 1939, Miami, 1967, 39 p.

Hammer C.V. Dust studies on Greenland ice cores. — In: Isotopes and impurities in snow and ice: (Proc. Grenoble symp., Aug.–Sept., 1975). Grenoble, 1977, p. 367–378. (IAHS; N 118).

Hubschman J. Sols et paysages: Quelques problèmes d'écologie du sol. — Rev. géogr. Pyrénées et S.-Ouest, 1972, t. 43, N 2, p. 147–156.

Isbell R.F., Gillman G.P., Murtha G.G., Jones P.N. Brown basaltic soils in North Queensland. Melbourne, 1977, p. 4–10. (CSIRO. Div. soils techn. pap.; N 34).

Jackson M.L., Gibbons F.R., Syers J.K., Mokma D.L. Eolian influence of soils developed in a chronosequence of basalts of Victoria, Australia. — Geoderma, 1972, vol. 8, N 2/3, p. 147–163.

Jackson M.L., Levett T.W.M., Syers J.K. et al. Geomorphological relationships of tropospherically derived quartz in the soils of the Hawaiian Islands. — Proc. Soil Sci. Soc. Amer., 1971, vol. 35, N 4, p. 515–535.

Karmeli D., Yaalon D.H., Ravina I. Dune sand and soil strata in quaternary sedimentary cycles of the Sharon coastal plain. — Isr. J. Earth Sci., 1968, vol. 17, N 2, p. 45–53.

Klages M.G., White J.L. A chlorite like mineral in Indiana soils. — Proc. Soil Sci. Soc. Amer., 1957, vol. 21, N 1, p. 16–20.

Kubišna W.L. The soils of Europe. Madrid; London, 1953. 255 p.

Lentsching S., Fieder H.J. Beitrag zur Kenntnis der Braunerden aus Olivin-Nephelin und Diabas sowie der äolischen Komponenten in Mittelgebirgsböden. — Chem. Erde, 1966, Bd. 25, S. 300–335.

Limbrey S. Soil science and archaeology. L. etc., 1975. 384 p.

Marshall D.E. Soil contamination in the White Mountains, Eastern California. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, p. 2497–2505.

Mohr E.C.J., van Baren F.A., van Schuylenborg J. Tropical soils: A comprehensive study of their genesis. 3rd ed. The Hague

etc., 1972, 340 p.

Müller S. Thermische Sprungschichtenbildung als differenzierende Factor im Bodenprofil. — Ztschr. Pflanzenernähr., Düng. und Bodenk., 1965, Bd. 109, H. 1, S. 47–52.

Norrish K. Manner of swelling of montmorillonite. — Nature, 1954, vol. 173, N 4397, p. 120–123.

Norrish K., Raussel-Colom J.G. Low-angle X-ray diffraction studies of the swelling of montmorillonite and vermiculite. — Clay and Clay Miner., 1963, vol. 10, p. 58–72.

Priehäusser G. Über die Verwitterung kristalliner Gesteine zu Zersatz von der Oberfläche aus Beispiele aus dem Bayerischen Wald. — Geol. Blätt. Nordost-Bayern, und angrenzende Gebiete, 1968, Bd. 18, p. 162–172.

Rich C.I. Determination of (060) reflections of clay minerals by means of counter type X-ray diffraction instruments. — Amer. Miner., 1957, vol. 42, N 7/8, p. 569–570.

Rösler H. Beiträge zur Kenntnis einiger Koollinlagerstätten. — Neues Jb. Miner. Geol., 1902, Beil.-Bd. 15, p. 231–239.

Solar F. Zur Kenntnis der Böden auf dem Raxplateau. — Mitt. Österr. Bodenk. Ges., 1964, Bd. 8, S. 1–72.

Syers J.K., Jackson M.L., Berkheiser V.E. et al. Eolian sediment influence on pedogenesis during the Quaternary. — Soil Sci., 1969, vol. 107, N 6, p. 421–427.

Targulian V.O. Soils of Soviet Far East. — In: 24th Intern. geogr. congr., Main sect. Abstrs. Tokyo, 1980, vol. 1, sect. 53, p. 282–294.

Thompson L.G. Analysis of the concentration of microparticles in an ice core from Byrd Station, Antarctica. — Rep. Inst. Polar Stud., Ohio State Univ., 1973, N 46, 38 p.

Thomsen W.J. The annual deposits of meteoritic dust. — Sky and Telescope, 1953, p. 143–148.

Wilke B.M., Schwertmann V. Gibbsite and halloysite decomposition in strongly acid podzolic soils developed. — Geoderma, 1977, vol. 19, N 1, p. 51–61.

Windom H.L. Atmospheric dust records in permanent snowfields: Implications to marine sedimentation. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, N 5, p. 94–112.

Yaalon D.H., Dan J. Factors controlling soil formation and distribution in the Mediterranean coastal plain of Israel during the Quaternary. — In: Quaternary soils. Desert Res., Inst., Las Vegas, 1967, p. 321–338.

Yaalon D.H., Ganor E. The influence of dust on soils during the Quaternary. — Soil Sci., 1973, vol. 116, N 3, p. 146–155.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Некоторые проблемы теории почвообразовательных процессов и эволюции почв. В.О. Таргульян, Ф.И. Козловский	3
СОВРЕМЕННЫЕ ЕСТЕСТВЕННЫЕ И АНТРОПОГЕННЫЕ ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ ДИАГНОСТИКА	10
Некоторые формы элементарного почвообразовательного процесса засоления в орошаемых почвах. Ф.И. Козловский	10
Диагностика элементарных почвообразовательных процессов в горно-лесных почвах Кавказа. А.И. Ромашкевич	35
Почвообразовательные процессы и почвы на двучленных породах Европейской территории СССР. Л.К. Целищева	55
ДОГОЛОЦЕНОВАЯ И ГОЛОЦЕНОВАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВ И ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ	74
Унаследованные свойства кор выветривания гранитов Сибири и Дальнего Востока. А.В. Куликов, В.О. Таргульян	74
Почвы на песчаных и двучленных породах метеоритных кратеров Илуметса. А.Л. Александровский	103
Об эволюции лесного чернозема лесостепи Курской области. Н.Я. Марголина, Б.А. Ильичев	113
Почвообразовательные процессы и эволюция гидрогенных почв подтайги — южной тайги Западной Сибири в голоцене. Н.А. Караваева, Т.А. Соколова, Л.К. Целищева	139
СУЩНОСТЬ ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ К ИХ ИЗУЧЕНИЮ	202
Золотой привнос пыли в лесной зоне Русской равнины в голоцене. Б.А. Ильичев, В.О. Таргульян	202
Элементарные почвообразовательные процессы оглеения и минералогический состав ила в суглинистых подзолистых почвах. А.Г. Бирин, А.В. Куликов	219
ЛИТЕРАТУРА	238