

Г. В. Русанова, О. В. Шахтарова, А. В. Пастухов

ПОЧВЫ ЛЕСНЫХ И ТУНДРОВЫХ ЛАНДШАФТОВ СЕВЕРНОЙ ЛЕСОТУНДРЫ (БАССЕЙНЫ РЕК СЕЙДА И ХОСЕДА-Ю)*

Исследованы почвы лесных и тундровых биогеоценозов в бассейнах рек Сейда и Хоседа-ю (северо-восток Восточно-Европейской равнины). Наиболее распространенными суглинистыми почвами на хорошо дренированных поверхностях являются светлосемы иллювиально-железистые, характеризующиеся формированием профиля Al-Fe-гумусового подзола над нижними криометаморфическими горизонтами. На основе детальных исследований с использованием современных методов и подходов обнаружены два этапа педогенеза, наложенных один на другой. Основанием для выделения этих этапов служат структурная организация почв, дифференциация кутанного комплекса, современные и унаследованные процессы педогенеза и криогенеза. Верхняя часть профиля несет признаки современной фазы эволюции, тогда как срединная и нижняя претерпели таежный этап педогенеза в среднем голоцене, диагностируемый по гумусовым педореликтам, фрагментам глинистых кутан. Библиогр. 20 назв. Ил. 1. Табл. 7.

Ключевые слова: лесотундра, светлосемы иллювиально-железистые, процессы педогенеза, унаследованные признаки.

SOILS OF FOREST AND TUNDRA LANDSCAPES OF NORTHERN FOREST-TUNDRA OF SEIDA AND KHOSEDA-YU RIVER BASINS

G. V. Rusanova, O. V. Shakhtarova, A. V. Pastukhov

Institute of biology of Komi Scientific Centre of Ural Division of Russian Academy of Sciences, 28, ul. Kommunisticheskaya, Syktyvkar, 167000, Komi Republic, Russian Federation; olga.shakhtarova@mail.ru, alpast@mail.ru

Soils of forest and tundra ecosystems of Sieda and Khosedaya river basins (north-east of East European plain) were studied. Cambisols are typical soils of well drained watersheds, in parent materials represented by silty loams. Soils are characterized by Podzols formed above lower cryomethamorphic horizon. Two stages of pedogenesis were revealed using up-to-date methods and approaches. The basis to determine these stages are the morphological features (structural organization, differentiation of cutan complex) as well as recent and inherited features of pedogenic and cryogenic processes. Upper part of soil has signs of present-day «cryogenic» evolution phase and middle and lower parts of soil profile have features of taiga soil formation occurred during the Middle Holocene could be diagnosed by the presence of fragments of clay cutans and humic pedorelics. Refs 20. Figs 1. Table 7.

Keywords: forest-tundra, cambisols, pedogenic processes, inherited features.

Введение

Переходным буферным зонам, расположенным между смежными зонами (лес и тундра), достаточно контрастным по своей природе, свойственны особая динамичность флуктуаций и трендов, разнообразие как ландшафтных, так и почвенных структур, повышенная чувствительность к климатическим изменениям.

Г. В. Русанова, О. В. Шахтарова (olga.shakhtarova@mail.ru), А. В. Пастухов (alpast@mail.ru): Институт биологии КНЦ УрО РАН, Российская Федерация, 167982, Сыктывкар, ул. Коммунистическая, 28.

* Работа выполнена при финансовой поддержке проекта №12-Г-4-1004 «Формирование и функционирование почв криолитозоны европейского Северо-Востока в условиях изменения климата и антропогенных воздействий» Программы ОНЗ РАН №14 «Состояние окружающей среды и прогноз ее динамики под влиянием быстрых глобальных и региональных природных и социально-экономических изменений».

Палеоклиматические условия развития территории [1] и флуктуации климата привели к значительной пространственной миграции широтных границ ландшафтно-климатических зон и неоднократному их смещению. Контактная позиция между зонами и зональные подвижки при неоднократных сменах эволюционного тренда обуславливают своеобразие и сложность педогенеза в экотонной полосе. В связи с этим проведены исследования почв переходной полосы.

В существующих немногочисленных работах освещены в основном географические закономерности распространения, различные вопросы генезиса и классификации криогенных почв [2–8], особенности почвообразования в связи с экзогенезом [9].

Согласно Ю.П. Юдину [10], преобладающая растительность тундровых ландшафтов лесотундры — крупноерниковые лишайниково-моховые ассоциации. Разреженные еловые и елово-березовые леса приурочены к хорошо дренированным склонам и наиболее теплым местообитаниям. Сохранность островков леса обеспечивается их расположением на породах в основном среднего и легкого гранулометрического состава.

Преобладающими почвообразующими породами северо-востока Восточно-Европейской равнины являются покровные пылеватые суглинки мощностью до 2–3 м. По существующим представлениям, покровные суглинки являются преимущественно однородными и монолитогенными, сохраняющими унаследованные признаки голоценового почвообразования.

Однако изучение морфологии и микроморфологии, гранулометрического и химико-минералогического состава показало часто проявляющуюся литологическую неоднородность [8]. Эти породы формировались в период регрессии ледника в результате переотложения морены в водной среде. Слоистость данной толщи с легким гранулометрическим составом верхнего наноса может имитировать педогенную дифференциацию. В относительно однородных суглинках наблюдается также незначительная литологическая неоднородность (слоистость). Гранулометрический состав пород и стратификация в профиле играют существенную роль в разнообразии автоморфных почв. Особого внимания поэтому требует исследование литологической стратификации почвообразующих пород, кроме того, остаются невыявленными специфичность почв переходной полосы, влияние островков леса в тундре на почвообразование.

Объекты и методы исследования

В качестве объектов исследования послужили светлосемы иллювиально-железистые, формирующиеся в басс. р. Уса: к северо-востоку — басс. р. Сейда (в 50 км от г. Воркута), к северу — басс. р. Хоседа-ю, верхнее течение (рисунок). Подзона северной лесотундры характеризуется дренированным рельефом и залеганием покровных суглинков на водоразделах, массивно-островным распространением многолетнемерзлых пород мощностью до 50 м, кровля которых глубже 0,5–8 м. Березово-еловое редколесье с высотой деревьев до 4–6 м, преобладание лишайниково-мохового покрова характеризуют растительный покров.

Пятнисто-бугорковатая тундра в дренированных условиях характеризуется ерничково-мохово-лишайниковой растительностью.



Карта района исследований с указанием точек разрезов

Морфология

Разрез 5-ПА. Лесотундра. Бассейн р. Сейда. $67^{\circ}02'50''$ с. ш., $63^{\circ}03'$ в. д. Заложен в окрестностях ж.-д. станции Сейда, в 65 м к востоку от абсолютной отметки 124,8 м, на гребне восточного склона холма.

Березово-еловое редколесье. Береза кустистая *Betula pubescens*, высотой 4–5 м, высота елей *Picea obovata* до 6 м с лишайниково-моховым напочвенным покровом. Кустарниковый ярус представлен *Salix globularis* и *S. glauca* высотой до 70 см, ерником *Betula nana* — до 40 см. Кустарнички: багульник *Ledum decumbens*, голубика *Vaccinium uliginosum*, водяника *Empetrum hermaphroditus*, брусника *V. vitis-idaea*, черника *V. myrtillus*. В наземном покрове — зеленые и политриховые мхи, лишайники: *Dicranum elengatum*, *Pleurozium schreberi*, *Polytrichum strictum*, *P. commune*, *Cladonia sylvatica*, *Cl. rangiferina*, *Cetraria nivalis*, *C. cucullata*, *C. hyascens*.

В верхней части профиля горизонты часто не выдержаны, искривлены, смяты и прерывисты вследствие криотурбаций (табл. 1). Мерзлота в пределах 2 м отсутствует.

Разрез 61. Бассейн р. Хоседа-ю $67^{\circ}08'$ с. ш., $59^{\circ}39'$ в. д., лесотундра. Заложен в верхней части холма в смешанном елово-березовом лесу с ерничково-лишайниково-моховым покровом. Профиль почвы: О — Е — ВF — CRM1 — CRMg — G. Рыхлый подстильно-торфяной горизонт сменяется маломощным, покрашенным потечным гумусом горизонта Е. Горизонт ВF светло-палевого (коричневого) оттенка, с выраженной икрянистой структурой, а лежащие ниже горизонты CRM, отражающие признаки криооструктурности, с глубиной приобретают некоторую оглеенность.

Разрез 45. Бассейн р. Хоседа-ю $67^{\circ}22'$ с. ш., $58^{\circ}46'$ в. д. Заложен в пятнисто-бугорковатой тундре, в верхней части водораздельного склона, под ерничково-мохово-лишайниковой с присутствием осоки растительностью. Профиль почвы

Таблица 1. Морфологическое строение светлосемов иллювиально-железистых

Горизонт	Глубина, см	Морфологическая характеристика
О	0–4(5)	Темно-коричневый рыхлый подстилочно-торфяной горизонт, переплетен корнями кустарничков.
Е	4(5)–8(11)	Сизовато-белесый пылеватый суглинок, влажный, слабовыраженная горизонтальная делимость, уплотненный. Переход постепенный, заметный по цвету и структуре, граница волнистая. Горизонт местами выклинивается.
BF	8(11)–14(19)	Ржаво-охристый пылеватый суглинок, влажный, икряная структура, уплотненный, переход постепенный, заметный по цвету.
CRMg	14(19)–33	Сизовато-серовато-бурый пылеватый суглинок, влажный. Структура угловато-крупитчатая, местами гранулированная. Размер структурных отдельностей редко превышает 2–3 мм. Проявляется слабая горизонтальная делимость. Уплотнен. Переход постепенный, малозаметный по цвету и плотности.
CRM	33–58	Светло-бурый пылеватый суглинок, влажный, структура мелкокомковато-ореховатая, размер педов до 7–10 мм. Переход постепенный, малозаметный по цвету и плотности, граница волнистая.
CRMC	58–85	Сизовато-бурый суглинок, влажный, уплотненный, комковато-мелкоореховатая структура.

(О — Е — BF — CRM — CRMg) морфологически дифференцирован: под маломощной подстилкой залегает окрашенный потечным гумусом горизонт Е, подстилаемый коричневым, икряной структуры горизонтом BF, с инкорпорированными черными пятнами гумуса. Лежащие ниже горизонты CRM отражают криооструктурирование и признаки оглеенности.

Наиболее распространенными автоморфными суглинистыми почвами лесных островков лесотундры являются светлосемы иллювиально-железистые. При достаточной мощности однородной толщи (70–80 см) и постепенной смене легко- или среднесуглинистых отложений на более тяжелые формирования текстурных или глинисто-иллювиальных горизонтов не происходит. Решение проблем генезиса и эволюции почв лесных ценозов лесотундры требует детальных исследований с использованием современных методов и подходов.

Комплексный подход к исследованию почв включает: анализ структурной организации и дифференциации продуктов функционирования (кутаны, скелетаны) на монолитах ненарушенного строения с применением мезо-микроморфологического метода, выявление ведущих профилообразующих процессов на основе физико-химических анализов почв. Описание микростроения (разрез 5-ПА) выполнено в соответствии с Руководством из работы [11].

Результаты исследования и их обсуждение

Почвы типа светлосемов [8] развиваются на хорошо дренированных поверхностях, характеризуются недифференцированностью профиля по илу и валовому содержанию оксида Al, но подзолистый горизонт обеднен силикатными и несиликатными формами Fe, образующими иллювиальный максимум в горизонте BF. Обесцвеченность свидетельствует о подзолистой природе осветленного горизонта Е.

Описание мезоморфологии показывает, что подзолистый горизонт характеризуют пластинчатые агрегаты, субпараллельная слоеватость со скелетанами в промежутках (табл. 2). Иллювиально-железистый горизонт ВФ отличается икряной структурой, ржаво-охристыми пятнами и полосами. Криометаморфическим горизонтам свойственны агрегаты-ооиды, угловато-крупитчатая структура, заполнение пылеватыми скелетанами межагрегатных промежутков и пор.

Таблица 2. Мезоморфологический анализ светлосема иллювиально-железистого

Горизонт	Глубина, см	Описание мезоморфологии
О	0–4	Рыхлая подстилка, темно-коричневая, пронизанная корнями. Нижняя часть темно-бурого, черного цвета, рыхлая; округлые агрегаты $d \approx 1$ мм, очень тонкие поры. Черные фрагменты растительных остатков и конкреции.
Е	4–8(11)	Светло-бурый с белесыми участками, однородно окрашенный, с единичными корнями. Агрегаты округлые и пластинчатые, чешуйчатые, формируют тонкую субпараллельную слоистость со скелетанами в промежутках. Тонкие трубчатые поры, не заполненные скелетанами. Коричнево-ржавые округлые конкреции $d \approx 1–2$ мм.
ВФ	10–12(17)	Буроватый, с узкими ржаво-охристыми горизонтальными слоями и пятнами, а также более широкими темно-бурыми полосами. Местами чередование тонких белесых и бурых слоев, с мелкими порами и охристо-окрашенными слоями на стенках. Агрегаты-ооиды размером $\sim 0,1$ мм, а также пластинчатые; узкие трубчатые поры с белесыми пленками на стенках. Сложение плотное. Редкие конкреции.
CRMg	17–34	Серовато-бурый, светло-бурый, равномерно окрашенный, с охристо-бурыми редкими пятнами. Сложение рыхлое, горизонтальная делимость. Агрегаты мелкие ооидные и тонкопластинчатые (толщина $\sim 2–3$ мм); характер агрегатов в нижней части — угловато-крупитчатый. Скелетаны заполняют поры и межагрегатные промежутки. Конкреции.
CRM	34–67 см.	Светло-бурый, рыхлый. Заметно увеличение размера агрегатов (7–10 мм), появление ореховатых форм и пленок по краям. Межагрегатные промежутки заполнены пылеватыми скелетанами. Железистые нодули.

Судя по микростроению (табл. 3), на поверхности минеральной толщи сформированы гумусо-Fe криокоагуляционные агрегаты, а подзолистый горизонт характеризуется слоеватостью, субгоризонтальным сложением с пылеватым заполнением пор упаковки и линзовидными агрегатами. Иллювиально-железистому горизонту свойственны округлые агрегаты с Fe-гумусо-глинистыми пленками по краям и плотные нодули. Криометаморфические горизонты характеризуют специфические округло-угловатые агрегаты с пленками по краям, а имеющиеся растворяющиеся конкреции и ожелезненные зоны под горизонтом ВФ свидетельствуют о повышении увлажнения и частой смене окислительно-восстановительных условий. В нижней части горизонтов CRM (34–67 см) появляются обломки глинистых натеков, гумусовые педореликты.

Под лесными ценозами, на защищенных от ветра склонах с более слабо проявляющимися криогенными процессами, формируется своеобразный профиль с выраженным подзолистым и иллювиально-железистым горизонтами в верхней части, а в средней — специфически оструктуренными криометаморфическими горизонтами.

Таблица 3. Микростроение светлосема иллювиально-железистого

Горизонт	Глубина, см	Микроморфологическая характеристика
О	0–4	Черные и коричневые фрагменты растительных тканей, в различной степени разложившихся. На границе с минеральной толщей — коричнево-бурые округлые коагуляционные гумусо-Fe агрегаты в промежутках между скелетными зернами.
Е	4–10	Светло-бурый, слоеватый; агрегаты линзовидные и округлые; пылеватое заполнение субгоризонтальных пор упаковки. Плазма глинистая, чешуйчатая, скелет пылеватого размера, кварц-полевошпатовый; растворяющиеся нодулы.
BF	10–17	Бурый, агрегаты округлые с Fe-гумусо-глинистыми пленками по краям. Редкие плотные нодулы. Плазма железисто-глинистая, ооидного и крапчатого строения. Скелет крупнопылеватый.
CRMg	17–34	Бурый, со светло-бурыми и коричнево-бурыми ожеженными зонами, с растворяющимися конкрециями. Агрегаты округло-угловатые, с Fe-глинистыми пленками по краям. Плазма чешуйчатая и волокнистая; криогенная кольцевая организация скелета.
CRM	34–67	Бурый, агрегаты округлые и угловатые с пленками по краям; Fe-нодулы иногда внутри агрегата. Плазма чешуйчатая, ооидная, мозаичная; темно-бурые (серые) гумусированные участки (педореликты), обломки натеков в основе.
CRMC	67–93	Бурый, угловатые агрегаты, растворяющиеся конкреции, аккумуляции Fe-соединений у краев каналов. Светло-бурые обломки и флюидальные образования натеков в основе. Плазма околоторовая, волокнистая, мозаичная.

Параллельно с утяжелением суглинистых отложений на глубине 60–70 см происходит укрупнение структуры до ореховатой, а более глубоко — плитчатой.

В. Д. Тонконоговым [12] отмечена резкая смена на протяжении 1–2 м на границе лесных и тундровых растительных формаций светлосемов иллювиально-железистых на криометаморфические почвы, а при ослаблении дренажа и наличии в верхней части профиля глеевого горизонта — глееземы криометаморфические. Этот факт обусловлен сильно различающимся гидротермическим режимом безлесных и лесных участков, а турбированные фрагменты подзолистого горизонта в верхней части криометаморфической почвы фиксируют усиление криогенеза в тундровых ландшафтах и деградацию ранее сформированного подзолистого горизонта.

Лесные островки в северной лесотундре занимают наиболее дренированные плакоры с легко- и среднесуглинистыми отложениями. По гранулометрическому составу (табл. 4) профиль почвы до глубины 70 см слабо дифференцирован ($KD = 1,2$ на глубине 40–60 см), а ниже 70 см происходит некоторое утяжеление состава. Подобное явление может быть связано с литологической особенностью покровного суглинка северо-востока Восточно-Европейской равнины. Поскольку мощность верхнего наноса легких или средних суглинков достигает 70 см, почва сформирована в пределах этой толщи и не демонстрирует литологической неоднородности.

По валовому составу общей массы (табл. 5) наблюдается дифференциация с максимумом SiO_2 , вследствие разрушения под воздействием кислых органических веществ минералов крупных фракций и ила, и минимальным содержанием R_2O_3 в горизонте Е, иллювиированием R_2O_3 (в меньшей степени, оксида Al) в горизонте BF,

Таблица 4. Гранулометрический состав светлосема иллювиально-железистого, % (разрез 5-ПА)

Горизонт	Глубина, см	Размер фракции, мм						
		1–0,25	0,25–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	<0,001	<0,01
Е	5–10	0	31	40	8	6	16	30
BF	10–20	0	18	51	6	8	17	31
CRMg	20–40	0	13	54	5	7	20	33
CRM	40–50	0	13	55	6	7	19	32
CRMC	60–70	0	24	36	7	7	26	40

Таблица 5. Валовой химический состав светлосема иллювиально-железистого, % на прокаленную навеску (разрез 5-ПА)

Горизонт	Глубина, см	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
<i>Общая масса</i>											
Е	5–10	77,21	1,89	11,95	0,97	0,20	6,91	2,20	0,89	0,29	99,57
BF	10–20	76,18	3,68	12,46	0,67	0,23	5,39	1,81	0,62	0,01	101,07
CRMg	20–40	74,62	3,60	12,63	0,74	0,22	6,14	1,91	0,46	0,01	100,35
CRM	40–50	73,43	3,38	12,13	0,73	0,28	7,43	1,95	0,74	0,02	100,11
CRMC	60–70	70,34	4,18	13,42	0,78	0,39	7,78	2,00	0,71	0,04	99,66
<i>Внутрипедная масса</i>											
Е	2,5–10	75,3	4,40	12,36	0,91	0,99	0,89	2,11	не опр.	0,13	не опр.
BF	10–17	72,9	5,11	12,85	0,97	0,87	0,89	2,15	»	0,11	»
CRMg	16–34	75,3	4,62	12,09	0,90	0,91	0,87	2,10	»	0,12	»
CRM	34–67	72,9	5,38	13,19	0,97	1,24	0,98	2,22	»	0,15	»
CRMC	67–93	72,6	5,35	13,56	0,90	1,20	1,10	2,17	»	0,18	»

характерная для процесса подзолообразования [13, 14]. Следовательно, выделяется субпрофиль (горизонт Е-BF) мощностью 20 см над криометаморфическими горизонтами. Дитионит-, оксалат-растворимые оксиды Fe дифференцированы подобным же образом (табл. 6).

Согласно литературным источникам [8, 12, 15, 16] в элювиальной части профиля текстурно-дифференцированных подзолистых почв в ходе эволюционного развития формируется профиль микроподзола. В почвах лесотундры субпрофиль с микроподзолом залегает на криометаморфическом горизонте, сформировавшемся вследствие криогенного оструктурирования [15]. Ослабление дифференцирующих почвенных процессов к северу вызвало слабую дифференциацию современного профиля по илу и оксидам Al, усиление признаков оглеения и потечности органического вещества. Однако унаследованные признаки (фрагменты глинистых натеков и гумусовые педореликты) в криометаморфических горизонтах на глубине 40–70 см, обнаруживаемые в микростроении почв, диагностируют реликтовую текстурную дифференциацию. Погребенные дерново-подзолистые почвы, обнаруженные к северо-востоку и юго-западу от Воркуты, с 40 см от поверхности [17, 18] относятся к оптимальному позднеатлантическому периоду голоцена (6030 ± 170 лет назад,

Таблица 6. Физико-химические свойства светлосезмов иллювиально-железистых

Горизонт	Глубина, см	pH		Гидролитическая кислотность	Обменная кислотность		Углерод общий (С), %	Поглощенные катионы, смоль/кг		Степень насыщенности основаниями, %	по Джексо-ну, %	по Тамму, %		Степень оксидогенеза Fe по Джексо-ну Fe валовой
		водный	солевой		H ⁺	Al ³⁺		Ca ²⁺	Mg ²⁺			Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	
<i>Разрез 5-ПА</i>														
O	0-5	4,0	3,3	47,0	0,01	0,13	не опр.	0,2	1,8	4	-	-	не опр.	-
E	5-10	4,1	3,6	14,5	0,30	0,14	0,12	2,05	0,0	0,3	0,8	0,5	»	0,3
BF	10-20	4,5	3,8	11,7	0,19	0,40	0,07	1,15	0,0	0,3	1,6	1,2	»	0,4
CRMg	20-40	4,5	3,9	13,6	0,05	0,28	0,06	0,70	0,1	0,6	1,2	0,6	»	0,3
CRM	40-50	4,2	3,8	7,4	0,03	0,57	не опр.	не опр.	0,3	0,9	1,1	0,5	»	0,3
CRMС	60-70	4,5	3,8	6,4	0,02	0,29	»	»	3,1	1,6	1,2	0,7	»	0,3
<i>Разрез 6I</i>														
O	0-6	3,8	2,9	не опр.	1,40	7,60	1,41	40,9	9,68	2,50	не опр.	0,08	0,12	не опр.
E	6-7	3,8	2,9	»	0,46	12,12	0,16	3,18	0,54	0,31	»	0,23	0,27	»
BF	7-17	4,1	3,7	»	0,16	12,64	0,08	1,14	0,27	0,16	»	0,98	0,52	»
CRM ₁	20-30	4,4	3,8	»	0,08	9,92	0,05	0,64	0,49	0,29	»	0,54	0,44	»
CRMg	40-50	5,1	3,6	»	0,08	5,66	0,05	0,50	4,63	1,86	»	0,38	0,23	»
»	55-65	5,5	3,7	»	0,08	2,08	0,04	0,41	8,70	2,64	»	0,53	0,20	»
<i>Разрез 45</i>														
O	0-3	4,3	3,3	не опр.	0,72	5,48	0,79	23,60	7,75	2,64	не опр.	0,48	0,23	не опр.
E	3-6	4,6	3,6	»	0,18	8,12	0,19	3,65	1,53	0,91	»	0,40	0,32	»
BF	6-14	5,0	3,7	»	0,12	9,62	0,16	2,33	0,98	0,69	»	0,56	0,47	»
CRM	15-25	5,2	3,8	»	0,08	9,40	0,06	0,65	2,03	1,20	»	0,49	0,42	»
CRMg	30-45	5,2	3,7	»	0,08	3,18	0,04	0,36	5,65	2,68	»	0,35	0,24	»

ИГРАН — 2271). В течение атлантического периода (8–5 тыс. лет назад) южнотаежная растительность с примесью широколиственных пород была на большей части севера Русской равнины, а к позднеатлантическому времени зона тундры исчезла, леса продвинулись до 72° с. ш. [1, 3 и др.]. Дерново-подзолистые почвы формируются под таежной растительностью. Очевидно, текстурно-дифференцированный профиль светлосема, в 60 км от Воркуты, сформирован в это же время. Резкое похолодание в суббореальный период сопровождалось осадконакоплением, погребением почв, интенсификацией криогенных процессов и началом следующего этапа почвообразования под тундровыми сообществами.

Почва сильноокислая, с высокой обменной и гидролитической кислотностью. Отмечается элювиование обменных оснований из верхней части профиля (20–40 см) до глубины 60–70 см, что согласуется с показателями степени насыщенности основаниями. Согласно анализу микростроения на глубине 34–67 см обнаруживаются обломки глинистых кутан, являющиеся унаследованными фрагментами от бывшего глинистого текстурного горизонта. Разрушение в холодные этапы позднего голоцена текстурных горизонтов сопровождалось криогенным метаморфизмом последних с формированием современной ооидно-крупитчатой структуры.

Валовой химический состав внутрипедной массы (ВПМ) почвы четко иллюстрирует элювиальный характер верхней части профиля (до 34 см) по отношению к нижней по распределению содержания R_2O_3 , CaO и MgO, в меньшей степени P_2O_5 и K_2O . Менее подверженная внешним изменениям внутрипедная масса отражает унаследованность профильной дифференциации почвы среднеголоценового этапа эволюции. Величина отношения C:N свидетельствует о достаточной интенсивности биокруговорота, как и в буроземах оподзоленных Полярного Урала.

Содержание дитионит-, оксалат-растворимых форм Fe в ВПМ (табл. 7) превышает таковое в скелетанах. Профильное распределение этих форм как в ВПМ, так и скелетанах отражает элювиально-иллювиальную дифференциацию в субпрофиле (горизонты E-BF). Содержание дитионит-растворимых форм Fe в ВПМ увеличивается в нижней иллювиальной толще профиля (горизонты CRM), тогда как увеличения оксалат-растворимых не происходит. Профильная дифференциация данных форм Fe в скелетанах имеет сходную картину. Содержание оксидов Al в этих вытяжках значительно уступает содержанию оксидов Fe. В характере распределения также выделяется иллювиальный максимум в горизонте BF, однако вниз по профилю происходит уменьшение содержания этих соединений. Что касается C в скелетанах и ВПМ, его содержание в последней вдвое выше. Характер распределения по профилю повторяет картину распределения соединений Al. Следует отметить ослабление профильной дифференциации оксида Al по отношению к оксиду Fe, что свидетельствует об уменьшении роли Al в хемогенной дифференциации профиля. Однако в данной почве, наряду с выраженным процессом восстановительно-окислительной дифференциации Fe, имеются условия для развития процесса Al-Fe-гумусовой дифференциации по причине проявления периодов временного переувлажнения. В связи с существующими различными механизмами формирования осветленных и обогащенных оксидами Fe горизонтов можно констатировать полигенетичность формирования субпрофиля (E-BF) или верхнего яруса светлосема. Таким образом, имеют место собственно Al-Fe-гумусовый подзолообразовательный процесс, регулирующий дифференциацию оксидов Al, Fe и органического вещества, остаточное

Таблица 7. Содержание R_2O_3 , C и N в структурных компонентах светлосема иллювиально-железистого, % (разрез 5-ПА)

Горизонт	Глубина, см	Структурные компоненты	По Джексону	По Тамму		C	N	C/N
			Fe	Fe	Al			
E	2,5–10	Скелетаны	0,42	0,20	0,09	0,29	0,04	7
		*ВПМ	0,58	0,34	0,15	0,51	0,05	10
BF	10–17	Скелетаны	0,61	0,33	0,15	0,60	0,05	12
		ВПМ	0,60	0,46	0,21	1,14	0,11	10
CRMg	16–34	Скелетаны	0,38	0,24	0,12	0,26	0,04	7
		ВПМ	0,37	0,36	0,17	0,38	0,04	9
CRM	34–67	Скелетаны	0,30	0,26	0,11	0,12	0,02	6
		ВПМ	0,64	0,25	0,11	0,20	0,04	5
CRMС	67–93	Скелетаны	0,42	0,13	0,06	0,13	0,02	5
		ВПМ	0,65	0,26	0,11	0,19	0,03	6

*ВПМ — внутрисредная масса.

накопление SiO_2 в горизонте E субпрофиля, а также восстановительно-окислительный, ответственный за мобилизацию, миграцию и аккумуляцию гидроксидов Fe. Следовательно, одним из главных профилеобразующих процессов является редокс-альфегумусовое подзолообразование (название процесса по Тонконогову) [8], объединяющее два типа поведения оксидов Al и Fe, а именно альфегумусовое подзолообразование и криогенное ожелезнение. Оба процесса наблюдаются в верхней части минеральной толщи (E-BF). Проявление редокс-Al-Fe-гумусового подзолообразования отмечено на легкосуглинистых отложениях в лесотундре. Четкая элювиально-иллювиальная дифференциация на подзолистый и иллювиальный горизонты по валовому содержанию и оксалат-, дитионит-растворимым формам Fe, и менее четкая — по оксидам Al, а также органическому веществу прослеживаются не только в общей массе почвы в целом, но и в ВПМ и скелетанах. Следовательно, этот процесс, очевидно, имел место и в более ранние фазы эволюции, после образования мощной элювиальной толщи (до 34–40 см) в профиле среднеголоценовой почвы. Криогенный метаморфизм залегающих ниже горизонтов CRM следует отнести к позднеголоценовым периодам похолодания. Унаследованные обломки глинистых натеків прежнего текстурного горизонта в этой части профиля подтверждают данное предположение. В северной части лесотундры (басс. р. Хоседа-ю), смежной с тундрой, также выполнены исследования почв лесных и тундровых биогеоценозов [19]. Светлосемы иллювиально-железистые формируются в дренированных условиях, по приречным полосам, под ельниками с кустарничково-лишайниково-моховым покровом, и в ерниковых пятнисто-бугорковатых тундрах верхней части водоразделов.

Разрез 61 заложен в верхней части холма в смешанном елово-березовом лесу с ерничково-лишайниково-моховым покровом. Профиль почвы: O — E — BF — CRMg — G, пылевато-суглинистый; оглеенность с глубиной связана с утяжелением гранулометрического состава ниже 60–70 см. Профильное распределение оксалат-растворимых R_2O_3 (см. табл. 6) четко фиксирует формирование профиля

Al-Fe-гумусового подзола над нижними криометаморфическими горизонтами. Последние отличаются выраженной криооструктуренностью, икрянистой и угловато-крупитчатой структурой. Аналогичные почвы формируются в условиях тундровых ассоциаций под ерниково-мохово-лишайниковым покровом. Разрез 45 заложен в верхней части водораздельного склона в пятнисто-бугорковой тундре. Профиль почвы: O — E_h — BF — CRM — G. Горизонт E_h (3 см) окрашен потечными гумусовыми соединениями, имеет языковатый переход к горизонту BF, выделяется обедненностью илом и оксалат-растворимыми соединениями R₂O₃ по сравнению с горизонтом BF (табл. 6). Залегание почвы в верхней части склона, в пятнисто-бугорковой тундре предполагает наиболее суровый мерзлотный режим и развитие процессов криотурбации, существенно преобразующих профиль. Криометаморфические горизонты отличаются характерной оструктуренностью. В микропрофиле подзола под пологом леса лучше выражена оструктуренность и иллювиальное накопление оксалат-растворимых соединений Fe (в 4 раза) и Al (в 2 раза) по сравнению с почвой под тундровым покровом (1,4 и 1,5 соответственно). Распределение обменных оснований в почвах имеет сходный характер.

Спецификой почв автоморфных позиций на суглинистых отложениях (басс. р. Хоседа-ю) как тундровых, так и лесных ландшафтов лесотундры является наличие унаследованного от прошлых этапов нижнего яруса и альфегумусовой почвы в верхнем ярусе. Период дифференциации профиля приурочен к позднеатлантическому времени, наиболее теплomu на северо-востоке Большеземельской тундры [1]. Криогенный структурный метаморфизм срединных горизонтов относится, очевидно, к суббореальному периоду. Процессы оглеения и выноса подвижных соединений из облегченной толщи почв реализуются неодинаково в лесных и тундровых биогеоценозах: оглеение усиливается в тундровых ландшафтах, вынос — в лесных.

Заключение

На основе детальных исследований светлосемов иллювиально-железистых, диагностируемых по сочетанию подзолистого, иллювиально-железистого и криометаморфических горизонтов [20], формирующихся в автоморфных условиях в лесотундре, с использованием современных методов и подходов выявлена полигенетичность почв, обнаруживающих два этапа педогенеза, наложенных один на другой. Основанием для выделения этих этапов служат морфологические признаки (структурная организация, дифференциация кутанного комплекса), современные и унаследованные процессы педогенеза и криогенеза. Верхняя часть профиля несет признаки современной криогенной фазы эволюции: редокс-альфегумусовое подзолообразование. Срединная и нижняя части претерпели таежный этап почвообразования в среднем голоцене, диагностируемый по фрагментам глинистых кутан, гумусовым педореликтам. Разрушение кутанного комплекса является следствием резкого похолодания в суббореальный период, в ходе которого формировались криометаморфические горизонты.

Подобный характер профиля объясняется историей развития почвы в переходной полосе, испытавшей неоднократные сдвиги границы леса на протяжении голоцена.

Литература

1. Болиховская Н. С., Болиховский В. Ф., Климанов В. А. Климатические и криогенные факторы развития торфяников Европейского северо-востока СССР // Палеоклиматы голоцена Европейской территории СССР. М., 1988. С. 36–43.
2. Васильевская В. Д., Иванов В. В., Погожев Е. Ю. Минералогический состав крупных фракций подзолистых почв и подзолов Кенозерья (Архангельская область) // Почвоведение. 2004. № 9. С. 1134–1141.
3. Величко А. А. Устойчивость ландшафтной оболочки и ее био- и георазнообразие в свете динамики широтной зональности // Известия АН. Сер. геогр. 2002. № 5. С. 7–21.
4. Иванова Е. Н., Караваяева Н. А., Забоева И. В., Таргульян В. О. Основные подтипы тундровых глеевых почв СССР // Биологические основы использования природы Севера. Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 1970. С. 94–99.
5. Игнатенко И. В. Почвы восточно-европейской тундры и лесотундры. М.: Наука, 1979. 278 с.
6. Ливеровский Ю. А. Проблемы генезиса и географии почв. М.: Наука, 1987. 247 с.
7. Полянцова О. А. Почвы тундры и лесотундры вдоль Печорской ж. д. (от ст. Абезь до ст. Воркута) // Тр. Коми филиала АН СССР. Сер. геогр. 1952. Вып. 1. С. 33–42.
8. Тонконогов В. Д. Автоморфное почвообразование в тундровой и таежной зонах Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин. М.: Почв. ин-т им. В. В. Докучаева, 2010. 304 с.
9. Соколов И. А. Почвообразование и экзогенез. М.: Наука, 1997. 244 с.
10. Юдин Ю. П. Геоботаническое районирование Коми АССР // Производительные силы Коми АССР. М., 1954. Т. 3, ч. I. С. 323–359.
11. Парфенова Е. И., Ярилова Е. А. Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении. М.: Наука, 1977. 197 с.
12. Тонконогов В. Д. Глинисто-дифференцированные почвы Европейской России. М.: Изд-во Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1999. 156 с.
13. Lundström U. S., van Breemen N., Bain D. The podzolization process. A review // Geoderma. 2000. Vol. 94. P. 91–107.
14. Vuurman P., Jongmans A. G. Podzolization and soil organic matter dynamics // Geoderma. 2005. Vol. 125. P. 71–83.
15. Тонконогов В. Д., Пастухов А. В., Забоева И. В. О генезисе и классификационном положении автоморфных почв на покровных суглинках северной тайги Европы // Почвоведение. 2006. № 1. С. 29–36.
16. Lavkulich L. M., Arocena J. M. Luvisolic soils of Canada: Genesis, distribution and classification // Canadian J. of Soil Sci. 2011. Vol. 91, N 5. P. 781–806.
17. Русанова Г. В., Кюхри П. Погребенные почвы и педореликты в бассейнах р. Уса (Большеземельская тундра) // Почвоведение. 2003. № 1. С. 23–32.
18. Русанова Г. В. Погребенные суглинистые почвы юго-востока Большеземельской тундры // Почвоведение. 2013. № 10. С. 1206–1213.
19. Русанова Г. В., Денева С. В. Почвы бассейна р. Хоседа-ю (Большеземельская тундра) // Почвоведение. 2006. № 3. С. 261–272.
20. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.

Статья поступила в редакцию 3 апреля 2014 г.

Сведения об авторах

Русанова Галина Владимировна — доктор биологических наук, ведущий научный сотрудник

Шахтарова Ольга Валерьевна — младший научный сотрудник

Пастухов Александр Валерьевич — научный сотрудник

Rusanova Galina V. — Doctor of Biological Sciences, Leading scientific researcher

Shakhtarova Olga V. — Junior research scientist

Pastukhov Alexander V. — Research scientist