

УДК 631.48 (470.1-211.7)

Г.В. Русанова, О.В. Шахтарова

Институт биологии Коми научного центра УрО РАН (г. Сыктывкар)

СТРУКТУРНАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ И ПРОФИЛЬНАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВЕЩЕСТВ В АВТОМОРФНЫХ ПОЧВАХ ЮГО-ВОСТОКА БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта № 12-Т-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».

На основании детальных исследований структурной организации и дифференциации продуктов функционирования гумусовых педореликтов, интенсивности преобразования литоматрицы глееземов криометаморфических выявлена полигенетичность, связанная с изменением биоклиматических факторов в голоцене, предложен комплексный подход для ее диагностики. Показано, что формирование верхней части профиля глееземов криометаморфических является следствием как современного криогенеза, так и почвенных процессов тундрового этапа почвообразования. В нижележащих горизонтах выявлены признаки таежной стадии. Разработаны диагностические критерии полигенетичности почв.

Ключевые слова: *глееземы криометаморфические; процессы почвообразования; унаследованные признаки.*

Введение

Одной из задач генетического почвоведения является расшифровка информации, записанной в почвах, использование ее для реконструкции природных обстановок прошлого и разработки сценариев будущих изменений почв и ландшафтов [1]. В почвенном покрове юго-востока Большеземельской тундры значительная доля принадлежит глееземам криометаморфическим [2], или тундровым поверхностно-глеевым почвам [3], формирующимся на покровных пылеватых суглинках. Неоднократные перестройки ландшафтной структуры в голоцене обусловили формирование определенного полигенетического типа почвенного профиля, в котором сочетаются наследуемые и современные признаки. Наследуемым признаком среднеголоценового периода в этих почвах считается наличие элювиальной толщи в верхней части профиля [4, 5], наложение на которую криогенных и глеевых процессов последующих фаз (SB, SA) привело к стиранию неустойчивых признаков и сохранению дифференциации по гранулометрическому и валово-

вому составу. Однако подобная точка зрения подвергается сомнению, отражение в минеральных почвах современной тундры прошлых изменений климата и растительности считается неоднозначным [6, 7]. Значительное количество работ посвящено изучению полигенетичности почв таежной зоны [8–13]. Для тундровых почв, где заметную роль играют криогенные процессы, очевидно, требуются более широкие подходы с использованием современных методов при разработке диагностики полигенетичности. Решение проблем полигенетичности, генезиса и эволюции суглинистых почв тундры требует детальных исследований с использованием современных методов и подходов.

Цели исследования: 1) изучить структурную организацию, дифференциацию продуктов функционирования, криогенные и почвенные процессы в глееземах криометаморфических, подстилаемых моренными суглинками; 2) выявить интенсивность преобразования минеральной основы, степень выветрелости и зрелости почвенного профиля на разных глубинах; 3) определить классификационную принадлежность почв с признаками криогенного метаморфизма и текстурной дифференциации.

Материалы и методики исследования

Объектом исследования послужили глееземы криометаморфические, подстилаемые моренными суглинками (табл. 1), формирующиеся в дренированных автоморфных ландшафтах полого-увалистых всхолмленных равнин юго-востока Большеземельской тундры с ерниково-кустарничковой растительностью и массивно-островным типом многолетнемерзлых пород на глубине 2–5 м [14]. Наряду с целинными использовались почвы сеяного луга, аналогичные последним, за исключением слаборазвитого дернового горизонта (табл. 1, 2).

Таблица 1

Гранулометрический состав глееземов криометаморфических

Горизонт	Глубина, см	Потеря от обработки HCl, %	Содержание фракций, %; размер частиц, мм							
			1,0–0,25	0,25–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	<0,001	>0,001	<0,01
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Целинная почва (р. 175) [16]										
Ao	6–8	0,9	3,5	24,9	39,3	7,3	10,3	14,7	67,7	32,3
G	8–19	0,4	0,3	8,6	67,5	7,3	6,4	9,9	76,4	33,6
Bg(G)	19–24	0,3	1,0	9,4	67,7	6,5	7,5	7,9	78,1	21,9
CRM	24–32	0,3	0,8	4,5	63,1	8,9	1,6	21,1	68,4	31,6
	32–42	0,3	0,2	5,6	64,7	3,2	5,1	21,2	70,5	29,5

Окончание табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Bt	42–52	0,4	0,2	1,3	58,3	7,7	6,2	26,3	59,8	40,2
	52–62	0,7	0,3	0,6	57,5	2,6	11,6	27,4	58,4	41,6
BC	62–77	0,6	0,2	1,8	53,8	4,8	11,5	27,9	55,8	44,2
	77–87	0,9	0,2	3,1	55,7	4,0	8,5	28,5	59,0	41,0
C	87–97	1,0	2,6	7,9	42,5	6,9	11,5	28,6	53,0	47,0
Агроглеезем криометаморфический										
Bg(G)	10–25	0,3	0,8	3,0	62,5	6,1	4,9	22,8	66,2	33,8
	25–35	0,1	0,6	11,2	57,5	4,1	6,9	19,6	69,3	30,7
CRM1	35–60	0,5	1,1	3,6	61,1	5,7	5,7	22,8	65,7	34,3
CRM2	60–105	0,8	0,3	1,2	56,2	4,5	8,6	29,2	57,7	42,3
BCg	105–130	1,1	0,2	11,8	49,2	5,3	9,4	24,1	61,2	38,8

Описание морфологии и характеристика физико-химических свойств этих почв приведены в ряде работ [15–17]. Глееземы криометаморфические (как целинные, так и освоенные) характеризуются кислой реакцией, особенно гор. G., который отличается наибольшим выносом поглощенных оснований. Судя по данным гранулометрического состава, почвы формируются в среднесуглинистых отложениях, сменяемых тяжелыми суглинками на глубине 50–60 см (см. табл. 1). Верхняя часть целинной почвы до глубины 25–30 см обеднена илистой фракцией, тогда как в освоенной наблюдается ее увеличение. Очевидно, при усилении контрастности окислительно-восстановительного режима при сельскохозяйственной обработке усиливаются процессы физического выветривания. Результаты валового анализа почв (см. табл. 2) иллюстрируют унаследованную дифференциацию профилей по подзолисту типу: глеевые горизонты обеднены оксидами R_2O_3 , Ca, Mg по сравнению с нижележащими. В целом, освоенные почвы наследуют глеевый процесс почвообразования и элювиальный тип дифференциации профиля [16]. Анализ структурных компонентов целинной почвы выполнен ранее [17]. В предлагаемой работе рассматриваются особенности формирования дерновой поверхностно-слабоглеевой почвы сеяного луга (агроглеезем криометаморфический), разрез которой заложен в верхней части увала Нерусовой-Мусюр (басс. р. Воркута) вблизи ненарушенного (целинного) участка тундры с глееземами криометаморфическими.

Определение содержания валового химического состава, полуторных оксидов, C и N в структурных компонентах почвы выполнено в соответствии с аттестованными методами в лаборатории «Экоаналит» (Институт биологии Коми НЦ УрО РАН). На основе данных валового содержания элементов в почвах рассчитываются значения коэффициента CIA = $100 \cdot Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)$, характеризующего степень выветрелости

Таблица 2

Валовый химический состав почв, % к прокаленной навеске

Горизонт	Глубина, см	Потеря при прокаливании, %	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
Целинная почва (р. 772) [15]												
A0	0-7	74,94	61,70	5,24	16,22	1,30	8,88	2,01	1,27	0,74	1,60	1,02
A0A1	7-14	19,36	78,30	3,24	11,90	0,25	1,03	0,76	0,05	1,84	1,95	0,78
G	19-29	4,47	78,79	2,66	11,76	0,10	0,85	0,68	0,03	1,89	1,89	0,85
GB1	37-47	2,99	76,89	4,28	12,70	0,11	0,91	1,02	0,10	1,90	1,86	0,74
B1	68-78	2,80	74,43	4,45	13,94	0,09	1,24	1,24	0,07	1,74	2,11	0,69
B2	84-94	2,71	74,30	4,66	14,05	0,09	1,17	1,28	0,09	1,63	2,06	0,74
	100-110	2,71	74,43	4,46	13,92	0,10	1,20	1,30	0,10	1,73	2,01	0,77
BCg	125-135	2,87	73,92	4,72	14,01	0,10	1,20	1,29	0,13	1,81	2,06	0,77
	Агролесзем криометаморфический, р. 7813 [15]											
Адер	0-10	11,97	76,71	3,84	12,15	0,19	0,98	0,85	0,05	1,82	1,91	0,79
	10-16	9,56	76,61	3,60	12,38	0,14	0,86	0,86	0,05	1,89	2,04	0,81
Bg(G)	16-26	2,54	76,29	3,72	12,33	0,10	0,80	0,96	0,05	2,05	2,22	0,77
	30-40	2,47	76,30	3,72	12,31	0,07	0,83	0,96	0,07	2,14	2,13	0,88
CRM1	46-56	2,39	75,16	4,04	13,00	0,08	0,85	1,07	0,08	2,08	2,17	0,88
CRM2	63-73	2,85	73,60	4,96	13,83	0,07	0,96	1,29	0,08	1,62	2,06	0,82
BCg	80-90	2,96	74,21	4,84	13,62	0,07	0,93	1,31	0,08	1,51	1,96	0,71

почв, и $ICV = (Fe_2O_3 + CaO + MgO + Na_2O + TiO_2) : Al_2O_3$, отражающего степень зрелости тонкой алюмосиликокластики [18–20]. С ростом выветрелости материала величина CIA повышается, тогда как с ростом степени зрелости величина ICV уменьшается.

Результаты исследования и обсуждение

Описание мезоморфологии (Разрез 4-2009)

Адер (0–13 см). Суглинистый, светло-бурый, мелкокомковатый, густо переплетен корнями.

Bg(G) (13–38 см). Суглинок светло-бурый, неоднородно окрашен: серо-сизые и охристо-бурые расплывчатые пятна. Много тонких корней. Шлирово-слоеватая, субгоризонтальная ориентировка грубодисперсного материала. Агрегаты линзовидные, тонкопластинчатые, светло-бурого цвета в изломе; с редкими тонкими (0,1 мм) внутрипедными трубчатыми порами. Очень мелкие (≈ 1 мм) редкие Fe-конкреции, приуроченные к буро-охристым пятнам. В нижней части крупнее размер (≈ 3 мм), округлые, плотные, черно-ржавые в изломе, Fe-трубки длиной ≈ 5 мм, диаметром ≈ 2 мм. Пятна белесых скелетан на поверхности педов. Местами скелетаны заполняют поры.

CRM1 (38–60 см). Суглинок серовато-бурый, угловато-крупитчатой зернистой структуры. Размер пед по длинной оси ≈ 7 мм, цвет излома бурый. Поверхность покрыта серовато-белесой кремнеземистой скелетаной толщиной 0,2–0,8 мм, увеличивающейся на боковых гранях. На нижних поверхностях пятна скелетан и отдельные черные конкреции $\approx 0,1$ мм. Внутрипедные поры диаметром 0,5–1 мм заполнены белесыми скелетанами.

CRM2 (60–100 см). Суглинок бурый, структура остроугольно-округлая. Первичные педы (2×3 мм) слагают плитчатые (1×1,5 см) со слоями скелетан до 0,1 мм толщиной. Внутрипедная масса бурая, светло-коричневая; везикулярные поры ≈ 1 мм в диаметре. Скелетаны в виде сплошного покрова на верхних поверхностях агрегатов, а на боковых – флюидального характера. Единичные корни. На нижней поверхности агрегатов – Mn-пунктуации и черные мелкие (≈ 1 мм в диаметре) конкреции. Изредка фрагменты пород.

BC (100–140 см). Суглинок светло-бурый, с белесыми пятнами скелетан по межпедным промежуткам. Структура угловато-ореховатая, размер отдельностей 2×5 мм; излом агрегата темно-бурый. На боковых и нижних поверхностях – тонкие темно-бурые глинистые кутаны, заполняющие также внутрипедные трубчатые поры. Скелетаны – на верхней поверхности агрегатов, пятнами – на нижних и боковых. Фрагменты пород (5×7 мм) и Mn-пунктуации.

Описание мезоморфологии позволило выявить структурную организацию почвы и распределение кутанного комплекса. Субпараллельная микрослоеватость, линзовидные и тонкопластинчатые агрегаты, являющиеся следствием современного криогенеза (давление ледяных шпиров) в верхних

горизонтах, сменяются на концентрическое строение ооидных агрегатов в срединных и угловато-овальное – в нижних.

В условиях криолитозоны с активным развитием современных криогенных процессов имеют место: а) морозная сортировка материала, заключающаяся в концентрации скелетан в виде горизонтальных слоев в межпедных промежутках, а также вымораживании скелетных зерен из внутripедной массы на поверхность агрегата и трещины; б) гравитационная сепарация наиболее дисперсной части скелетан в результате миграции влаги к фронту промерзания.

Кутаны песчано-пылеватого состава (скелетаны) сосредоточены в основном в гор. Bg(G) и CRM. С глубиной в гор. BC происходят их уменьшение и появление на поверхности агрегатов и в порах глинистых кутан. Толщина скелетан 0,2–0,8 мм, уменьшается в нижних горизонтах до 0,1 мм.

Глинистые кутаны натечного облика, находящиеся в миграционных каналах, являются, очевидно, следствием лессиважа в ранние этапы формирования почв. Продукты разрушения кутан криогенными процессами (обломки, папулы) в средней и нижней части профиля характеризуют следующий, тундровый этап педогенеза.

Микроморфология

Адер 3–10 см. Светло-бурый, локально-коричнево-бурый, со светло-серыми участками, слоеватый, с субпараллельными порами упаковки, с признаками криотурбаций. Встречаются глинистые окатыши, округлые агрегаты, растительные остатки различной степени разложения. Много конкреций и Fe-пятен. Элементарное микростроение пылеватоплазменное, плазма чешуйчатая. Мелкие гроздьевидные обособления коричнево-бурого гумуса.

Bg(G) 10–20 см. Светло-бурый, слоеватый, с субпараллельными порами упаковки. Листоватые и тонкопластинчатые агрегаты, Fe-пятна и отмытые зоны. Элементарное микростроение плазменно-пылеватое, плазма чешуйчатая, много конкреций.

Bg(G) 20–30 см. Светло-бурый, с плотными и растворяющимися по краям конкрециями. Слоеватый. Агрегаты пластинчатые, местами изометричные, ооиды. Встречаются отмытые микрозоны. Элементарное микростроение плазменно-пылеватое, плазма Fe-глинистая, чешуйчатая (рис. 1, а).

CRM1 40–60 см. Светло-бурый, с множеством ожелезненных зон, конкреций. Характерны межагрегатные извилистые поры. Агрегаты угловато-округлые, ооиды, местами окаймленные тонкой глинистой пленкой. Элементарное микростроение пылеватоплазменное; плазма чешуйчатая, волокнистая, мозаичная. В основной массе бурые слабодвупреломляющие натеки, папулы (рис. 1, б, в).

CRM2 60–100 см. Светло-бурый, местами коричневатобурый, четко угловато-округло агрегирован. Много Fe-конкреций с растворяющимися краями. Буроватые участки с черными углистыми частицами, пропитанные

гумусовой плазмой. Плазма ооидная, мозаичная, волокнистая. Скелетные зерна криогенно-ориентированы, длинными осями вертикально. Темно-бурые скорлуповатые натеки и их обломки в основе (рис. 1, з).

Анализ микростроения обнаруживает криогенное фрагментирование растительных остатков, коагуляцию гумусовой плазмы в дерновом горизонте; чередование плазменных и отмытых участков вследствие морозной сортировки, а также слоистость верхней части в оглеенном горизонте. Горизонтам CRM свойственны ооидные агрегаты с концентрической ориентировкой, а также глинистые натеки, их обломки и фрагменты реликтового гумуса.

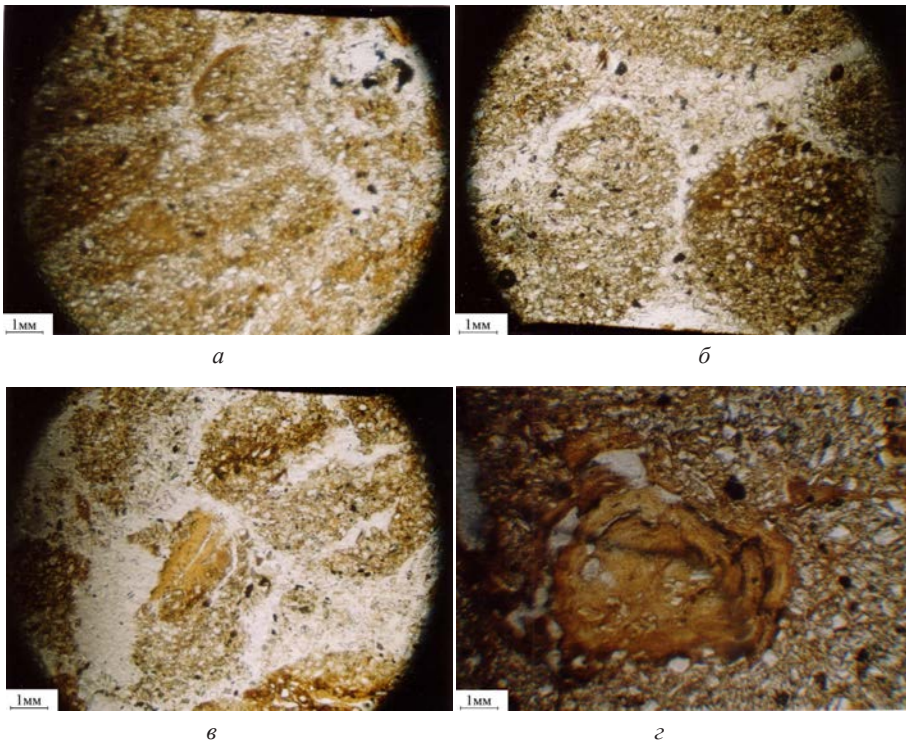


Рис. 1. Микростроение горизонтов глеезема криометаморфического: *а* – микростроение гор. Bg(G), пластинчатые агрегаты, субпараллельная микрослоистость; *б, в* – микростроение гор. CRM1, округлые агрегаты, фрагменты натеков; *з* – микростроение верхней части гор. CRM2, скорлуповатый натек в основе

Криогенные процессы

Криогенная переорганизация массы заметна в верхней части минеральной толщи в слабо развитом дерновом горизонте. Коагуляционное оструктурирование частиц происходит при участии гумуса, Fe, глин. Сближение и склеивание частиц цементирующими соединениями в ходе их ротации способствуют образованию округлых агрегатов, часто с пленками, формиру-

ющимися также в процессе криогенеза. Заметна деструкция органических остатков. Субгоризонтальное строение с пластинчатыми агрегатами в гор. Bg(G) образуется вследствие давления ледяных шлиров. Также хорошо выражены в этом горизонте признаки сортировки частиц, аккумуляции скелетных зерен в трещинах и на поверхности агрегатов, скопления, ориентации их в виде вертикальных и эллипсовидных форм. Изометричные агрегаты – ооиды с концентрическим внутренним строением в гор. CRM представляют собой наложение глины и оксидов Fe на частицы песка, конкреции. Механизм формирования – сегрегационно-коагуляционное оструктурирование частиц разного гранулометрического состава. Вследствие криогенной миграции осуществляется перенос вещества к верхней части профиля, из талой зоны в мерзлую в одностороннем порядке, поскольку многолетняя мерзлота в этих почвах – на глубине 2–3 м.

В глееземах криометаморфических преобладает ротационное агрегирование материала. Обломки глинистых кутан в гор. CRM могут свидетельствовать о трансформации криогенными процессами ранее сформированного иллювиально-глинистого или текстурного горизонта. Таким образом, следствием протекания криогенных процессов в почве являются: деструкция органических остатков, слоистая, сетчатая криогенная текстура и градулярная структура, криогенная ориентация материала (кольца, скопления).

Субпараллельная микрослоеватость, линзовидные и тонкопластинчатые агрегаты, являющиеся следствием современного криогенеза (давление ледяных шлиров) в верхних горизонтах, сменяются на концентрическое строение ооидных агрегатов (результат палеокриогенеза) в нижних. Таким образом, в верхней части профиля почвы фиксируются относительно малоустойчивые криогенные признаки современного периода развития, стираемые при появлении тиксотропных свойств в определенные периоды, и унаследованные от более ранних периодов развития устойчивые черты криогенеза в нижней части профиля.

Химический состав структурных компонентов

Анализ состава структурных компонентов почвы (табл. 3) показал, что относительное накопление SiO_2 происходит во внутрипедной массе (ВПМ) гор. Bg(G), а снижение его содержания – в нижележащих горизонтах. Выявляется отчетливое элювиально-иллювиальное распределение Fe_2O_3 и CaO во внутрипедной массе почвы (накопление в гор. CRM, где обнаруживаются агрегаты с ожелезненным центром [16]). Сходный характер изменения, но слабее выраженный, проявляют Al_2O_3 и MgO. Что касается валовых форм R_2O_3 в скелетанах, картина распределения по профилю имеет обратный характер: накопление в гор. Bg(G) и уменьшение в гор. CRM. Очевидно, это связано с различным проявлением окислительно-восстановительных процессов в этих частях профиля или заметным участием Al-Fe-гумусового иллювиирования. Валовое содержание SiO_2 и CaO в скелетанах повышено в

нижнем ярусе почвенного профиля (гор. CRM), тогда как изменение MgO выражено слабо. Таким образом, внутрипедная масса, блокируемая кутанами от выщелачивания и консервирующая свойства, четко отражает элювиально-иллювиальную дифференциацию профиля, сохранившуюся, очевидно, от среднеголоценового почвообразования.

Т а б л и ц а 3

**Валовый химический состав структурных компонентов почвы,
% к прокаленной навеске (р. 4-2009)**

Горизонт	Глубина, см	Структурный компонент	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂
Bg(G)	13–22	Скелетаны	76,86	14,18	3,46	0,59	1,77	0,03	1,71	0,37	0,97
		*ВПМ	75,47	15,01	3,88	0,64	1,86	0,04	1,65	0,36	1,02
	22–38	Скелетаны	76,27	13,78	3,78	0,71	2,45	0,04	1,96	<0,1	0,92
		ВПМ	75,50	14,50	3,54	0,67	2,93	0,04	1,83	–	0,54
CRM1	38–60	Скелетаны	79,74	11,82	2,80	1,06	1,72	0,04	1,91	–	0,85
		ВПМ	73,60	14,47	5,17	1,04	2,56	0,09	1,98	–	1,00
CRM2	60–100	Скелетаны	80,84	11,43	2,40	0,93	1,62	0,04	1,91	–	0,77
		ВПМ	73,84	15,08	4,39	0,95	2,82	0,07	1,91	–	0,89
BC	100–120	Скелетаны	78,71	12,34	3,09	0,88	2,23	0,04	1,87	–	0,79
		ВПМ	72,35	15,18	4,98	0,91	3,47	0,10	1,99	–	0,97

* ВПМ – внутрипедная масса.

Анализ показал повышенное содержание в ВПМ форм Fe и Al, переходящих в вытяжки Тамма и Мера–Джексона, по сравнению со скелетанами (табл. 4). Оксалат- и дитионитрастворимые формы железа в составе скелетан в первую очередь аккумулируются в гор. Bg(G), в верхней части профиля, на поверхности агрегатов, а также в межпедных промежутках и внутрипедных порах, т.е. на путях миграции химических соединений. В составе ВПМ профильное распределение этих элементов аналогично. Содержание С в скелетанах приблизительно одинаковое с внутрипедной массой (в последней незначительно повышено). Профильное распределение С в почве, как в скелетанах, так и внутрипедной массе, характеризуется накоплением в гор. Bg(G) и резким уменьшением вниз по профилю, тогда как в целинной почве [16] аккумуляция также в верхней части, но его содержание более низкое, а падение с глубиной не столь резкое. Профильная дифференциация С скелетан как в целинной [16], так и освоенной почве сходна с дифференциацией оксалат- и дитионит-растворимых форм железа в этих компонентах, что может быть связано с образованием органо-минеральных комплексов, и отражает процесс Al-Fe-гумусового иллювиирования, или стадию единого макропроцесса – Al-Fe-гумусовой дифференциации почв [21]. В результате выветривания, разрушения неустойчивых Al-Fe силикатов под воздействием фульвокислот, миграции образовавшихся Al-Fe-гумусовых соединений

преимущественная аккумуляция их происходит в верхней части минеральной толщи. При промерзании почвы восходящая миграция к фронту промерзания растворенных веществ также способствует аккумуляции соединений в поверхностных горизонтах и криогенной коагуляции.

В процессе оглеения, сопровождающемся появлением морфохроматических признаков в гор. Bg(G) (серо-сизые и охристо-бурые пятна), происходит внутригоризонтное перераспределение Fe, которое выражается в сегрегации Fe в составе конкреций. Таким образом, анализ компонентов почвенной массы (ВПМ) отражает элювиально-иллювиальную дифференциацию профиля, происходившую на ранних этапах почвообразования, и процессы Al-Fe-гумусового иллювиования, а также оглеения, которые могут быть отнесены к тундровому этапу.

Т а б л и ц а 4

Содержание полуторных оксидов, С и N в структурных компонентах, %

Горизонт	Глубина, см	Структурный компонент	Оксалатная вытяжка				Дитионитная вытяжка Fe ₂ O ₃		С, %		N, %	
			Fe ₂ O ₃		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		C, %		N, %	
			*	**	*	**	*	**	*	**	*	**
Bg(G)	13–38	Скелетаны	–	0,36	–	0,21	–	0,42	–	2,10	0,14	
		ВПМ	0,64	0,58	0,02	0,24	0,94	0,54	0,64	2,20	0,16	
CRM1	38–60	Скелетаны	0,54	0,32	0,02	0,16	0,56	0,37	1,10	0,49	0,06	
		ВПМ	0,47	0,37	0,13	0,16	0,72	0,48	0,42	0,51	0,07	
CRM2	60–80	Скелетаны	0,21	0,17	0,01	0,07	0,33	0,34	0,35	0,22	0,02	
		ВПМ	0,52	0,24	0,41	0,09	0,65	0,44	0,36	0,25	0,03	
	80–100	Скелетаны	0,25	0,16	0,05	0,05	0,62	0,26	0,42	0,18	0,02	
		ВПМ	–	0,27	–	0,10	–	0,44	0,46	0,26	0,04	
BC	100–140	Скелетаны	–	0,20	–	0,08	–	0,34	–	0,17	0,02	
		ВПМ	–	0,26	–	0,11	–	0,51	–	0,22	0,03	

* Целинная почва [16]. ** Освоенная почва.

Степень выветрелости профилей

Характер изменений валового химического состава генетических горизонтов этих почв [15, 16] соответствует резкой дифференциации морфологического профиля. В вертикальном распределении SiO₂ общей массы почвы отмечается уменьшение содержания в нижней толще и накопление в верхнем ярусе, до 40 см. Содержание R₂O₃, CaO, MgO возрастает начиная с 40 см параллельно с накоплением ила, а в верхней части профиля наблюдается элювиальный минимум в гор. G.

Выполнены расчеты литохимического индекса CIA как показателя степени выветрелости и преобразования минеральной массы процессами почвообразования в верхнем и нижнем ярусах глееземов криометаморфических, формирующихся в аналогичных условиях (табл. 5). В менее выветрелой верхней части (до 40 см) значения CIA составляют 71–72, тогда как в нижней, где процессы почвообразования и выветривания протекали более активно,

величины CIA выше – 76–79. Аналогичным образом меняется в исследуемых почвах литохимический индекс ICV. Меньшие величины этого показателя (0,55–0,62) в ранее сформированной почве нижнего яруса, по сравнению с верхним (0,81–0,85), указывают на увеличение в них степени зрелости тонкой алюмосиликокластики, по сравнению с современной почвой. Интенсивность преобразования минеральной основы современными почвообразующими процессами под тундровыми растительными сообществами ограничивается глубиной 40 см. Глубже залегающие горизонты принадлежат ранее сформированной почве, сохранившей реликтовые свойства. Высказанные предположения подтверждают изменения значений CIA и ICV. Следовательно, исследуемые почвы представляют собой разновозрастные образования.

Т а б л и ц а 5

Значения литохимических индексов в почвах

Почва	Разрез	Горизонт	Глубина, см	CIA*	ICV**
Тундровая поверхностно-глеявая (целина) Epistagni-Endogleic Luvisol (WRB)	Site 1a [17]	B	14–46	71	0.78
		Bt	46–89	72	–
		Btc	89–137	76	0.64
		D1	137–158	79	0.55
		D2	158–170	76	0.60
Тундровая задернованная поверхностно-глеявая (сеяный луг); Epistagni-Gelic Cambisol (Epistagni-Gelic Luvosol?), (WRB)	Site 1c [17]	B1	20–38	71	0.75
		B2	38–60	71	0.81
		B3	60–100	75	0.62
		BC1	100–140	75	0.70
Тундровая поверхностно-глеявая (целина)	p. 772 [15]	G	19–29	71	–
		GB1	37–47	73	0.84
		B1	68–78	73	0.82
			84–94	74	0.82
			100–110	74	0.82
Тундровая задернованная поверхностно-глеявая (сеяный луг)	p. 7813 [15]	Адер	10–16	71	–
		G	16–26	71	0.85
		GB1	30–40	72	–
		B1	46–56	72	–
		BCg	63–73	75	0.84
			80–90	76	0.83

* CIA – литохимический индекс степени выветрелости литоматрицы. ** ICV – литохимический индекс степени зрелости тонкой алюмосиликокластики.

Реликтовость нижнего яруса профиля, подтверждаемая нахождением гумусовых педореликтов (рис. 2), которые обнаруживались и на более ранних

этапах исследований [22], свидетельствует о прерывистом характере эволюции, подверженности почв денудации и погребению. В результате ранее сформированная почва выступает в роли почвообразующей породы. Индикационно-геохимический анализ почв показывает, что в экстремально суровые кризисные периоды (SB) происходила смена этапов почвообразования.

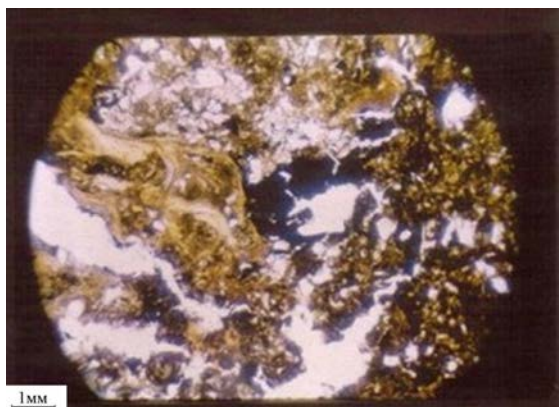


Рис. 2. Микростроение гор. CRM, фрагменты гумусовых педореликтов и глинистых натеков

Текстурная дифференциация почв

В автоморфных ландшафтах юга центральной части Большеземельской тундры обнаружены текстурно-криометаморфические почвы [6], ранее не выделяемые в классификации [2].

В глееземах криометаморфических юго-востока Большеземельской тундры текстурный горизонт выявляется не только при смене отложений легко-среднего состава на тяжелый, происходящей глубже 60 см, но и выше, под гор. CRM. Коэффициент дифференциации ила в разрезе 175 [16], заложенном на склоне увала Нерусовой-Мусюр, составляет 2,6 в среднем суглинке на глубине 42–52 см. Текстуры горизонты тундровых почв отличаются от таковых почв таежной зоны: агрегаты угловато-овальные, угловато-округлые, фрагменты глинистых кутан или глинистые окатыши в межагрегатных промежутках. Согласно В.Д. Тонконогову (2010) [23], механизм формирования текстурной дифференциации включает не только лессиваж, но и селективное оподзоливание, и связан с историей ландшафтов, прошлых этапов почвообразования.

Таким образом, использование комплексного подхода к изучению почв, включающего анализ структурной организации и дифференциации продуктов функционирования, выявление процессов крио- и педогенеза, литохимический метод определения степени выветрелости профиля, анализ гумусовых педореликтов, позволило установить, что исследуемые почвы представляют собой разновозрастные образования в однотипном, на первый

взгляд, профиле. Глинистые кутаны (обломки) в нижней части профиля свидетельствуют о реликтовой текстурной дифференциации почв, предположительно в позднеатлантический период голоцена, а криогенный структурный метаморфизм с образованием гор. CRM и разрушение кутанного комплекса являются следствием резкого похолодания в суббореальный период. Согласно полученным результатам, почвы с текстурным и криометаморфическим горизонтами в профиле могут быть отнесены к типу текстурно-криометаморфических глееватых отдела текстурно-дифференцированных почв, что не отражено в «Классификации почв России» [2].

Выводы

На основании исследований показана полигенетичность глееземов криометаморфических.

Формирование верхней части профилей является следствием как современного криогенеза (специфическая криогенная организация, обусловленная склеиванием частиц в ходе ротации, а также давлением ледяных шпиров и сегрегационно-коагуляционным оструктурированием), так и почвенных процессов тундрового этапа почвообразования (оглеение, Al-Fe-гумусовое иллювиирование, биохимическая трансформация и внутрипрофильная миграция подвижных органических кислот).

Нижележащие горизонты принадлежат ранее сформированной почве, сохраняющей реликтовые свойства (обломки глинистых натеков, педореликты) и отражающей более высокую степень зрелости и выветрелости согласно результатам индикационно-геохимического анализа.

Анализ внутриагрегатной массы, консервирующей свойства под защитой песчано-пылеватых кутан, отражает элювиально-иллювиальную дифференциацию, унаследованную от таежной стадии почвообразования.

В качестве диагностических критериев полигенетичности почв криолизотозоны предлагаются следующие:

- а) структурная организация почв и дифференциация кутанного комплекса;
- б) признаки криогенеза;
- в) современные и унаследованные педогенные процессы;
- г) гумусовые педореликты, обломки глинистых натеков;
- д) интенсивность преобразования литоматрицы.

Предлагается выделение нового типа текстурно-криометаморфических глееватых почв отдела текстурно-дифференцированных, не отраженных в «Классификации почв России» 2004 г. [2].

Литература

1. *Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропогенных взаимодействий* / под ред. В.О. Таргульян, С.В. Горячкина. М. : Изд-во ЛКИ, 2008. 692 с.
2. *Классификация и диагностика почв России*. Смоленск : Ойкумена, 2004. 342 с.

3. Государственная почвенная карта России м-ба 1: 1000000. 1998. Объяснительная записка к листу Q-41 (Воркута). Сыктывкар, 2010. 83 с.
4. Таргульян В.О., Тонконогов В.Д., Александровский А.Л. Гипотеза голоценовой эволюции почв Восточно-Европейской равнины // Научные основы рационального использования и повышения плодородия почв. Ростов н/Д, 1978. С. 6–10.
5. Игнатенко И.В. Почвы восточно-европейской тундры и лесотундры. М. : Наука, 1979. 278 с.
6. Горячкин С.В. Почвенный покров Севера. М. : ГЕОС, 2010. 414 с.
7. Суходровский В.Л., Вильчек Г.Е. Естественное развитие геосистем Тазовского полуострова // Известия РАН. Сер. геогр. 1993. № 1. С. 104–110.
8. Турсина Т.В. Микроморфологическая диагностика полигенетичности почв // Труды Почвенного института им. В.В. Докучаева. М., 1990. С. 144–149.
9. Турсина Т.В., Морозова Т.Д. Основные этапы развития микроморфологии почв в России // Почвоведение. 2011. № 7. С. 878–893.
10. Дюкарев А.Т., Пологова Н.Н. Особенности почвообразования в таежной зоне Западной Сибири // Почвоведение. 2009. № 2. С. 189–197.
11. Дюкарев А.Т., Пологова Н.Н. Почвы Васюганской равнины со сложным органопротилем // Почвоведение. 2011. № 5. С. 525–538.
12. Дюкарев А.Т., Пологова Н.Н. Почвы Обь-Томского междуречья // Вестник Томского государственного университета. Биология. 2011. № 3(15). С. 16–37.
13. Елизарова Т.Н., Дитц Л.Ю., Сысо А.И. и др. Современные и реликтовые свойства почв лесостепных ландшафтов Западной Сибири // Сибирский экологический журнал. 2005. № 5. С. 871–883.
14. Oberman N.G., Mazhitova G.G. Permafrost mapping of Northeast European Russia based on the period of climatic warming 1970–1995 // Norsk Geografisk Tidsskrift. Norwegian Journal of Geography. 2003. Vol. 57, № 2. P. 111–120.
15. Стенина Т.А., Кононенко А.В., Цыпанова А.Н. Влияние сельскохозяйственного освоения на свойства тундровых почв // Почвоведение. 1981. № 2. С. 92–104.
16. Слобода А.В. Профильная и внутригоризонтная дифференциация веществ в поверхностно-глеевой суглинистой почве кустарниковой тундры // Почвоведение. 1980. № 1. С. 33–43.
17. Trans-Ural Polar Tour. Guidebook. Syktyvkar, 2004. 54 p.
18. Ковда В.А. Основы учения о почвах. М. : Наука, 1973. Кн. I. 448 с.; Кн. II. 468 с.
19. Гаджиев И.М. Эволюция почв южной тайги Западной Сибири. Новосибирск : Наука, 1982. 279 с.
20. Сысо А.И. Закономерности распределения химических элементов в почвообразующих породах и почвах Западной Сибири. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2007. 277 с.
21. Тонконогов В.Д., Лебедева И.И., Герасимова М.И. Основные горизонто- и профилообразующие процессы в почвах России // Почвообразующие процессы. М. : Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2006. С. 13–39.
22. Иванова Е.Н., Польшцева О.А. Почвы европейских тундр // Труды Коми филиала АН СССР. Сер. геогр. 1952. Вып. 1. С. 73–122.
23. Тонконогов В.Д. Автоморфное почвообразование в тундровой и таежной зонах Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнины. М. : Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2010. 304 с.

Поступила в редакцию 13.06.2012 г.

Galina V. Rusanova, Olga V. Shakhtarova

*Institute of Biology of Komi Scientific Centre of Ural Branch
of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, Russia*

The study was supported through «Soil genesis in Cryolithozone of the European North-East on Abrupt Climate & Human-induced impact» №12-T-4-1004 project of “Environmental status and dynamic forecast on fast global and regional natural and socio-economic change” RAS Program

STRUCTURAL ORGANIZATION AND MATTER DIFFERENTIATION OF BOLSHEZEMELSKAYA TUNDRA SOUTH-EAST AUTOMORPHIC SOILS

The detailed studies on automorphic loamy soils of the European North-East of Russia using up-to-date methods and approaches allowed tracing interdependence between soil structure components and between characters and sequence of their changes in time as well as differentiating between recent and inherited features and transforming them during cryopedogenesis. The soils were identified for two stages of pedogenesis. The stages were isolated on the basis of morphologic features (structural organization and differentiation of cutan complex), humus pedorelics, recent and inherited pedogenesis and cryogenesis processes and the intensity of lithomatrix transformation. Top soil has signs of recent cryogenic evolution phase. Middle and low soil went through the taiga soil formation stage diagnosable by fragments of clay cutans and buried humus horizon, high intensity of lithomatrix transformation. Cryogenic structural metamorphism of middle and low soil and deformation of cutan complex are aftereffects of a sudden temperature drop in the subboreal period of Holocene that caused a burial of middle-Holocene texturally-differentiated soil.

The analysis of sand-silty cutans on recent migration ways of solutions diagnoses Al-Fe-humus illuviation process and conserving properties matter within aggregate reflect an eluvial-illuvial differentiation which is inherited from the taiga soil formation stage. Study of evolution, genesis, structural organization, differentiation of functioning products, high intensity of lithomatrix transformation and humus pedorelics occurring in the south tundra subzone allowed to identify a combination of recent and inherited features connected with changes in bioclimatic factors in Holocene and human-induced impact. Diagnostic criteria of polygenetic soil genesis are offered.

Key words: Gleezems; pedogenic processes; inherited signs.

Received June 13, 2012