

ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ

УДК 631.445.11:631.48

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И УНАСЛЕДОВАННЫЕ ПЕДОГЕННЫЕ ПРИЗНАКИ  
В ПОЧВАХ НА ПОКРОВНЫХ СУГЛИНКАХ ЮЖНОЙ ТУНДРЫ

Г.В. Русанова, Е.М. Лаптева, А.В. Пастухов, Д.А. Каверин

Учреждение Российской академии наук Институт биологии Коми научного центра УрО РАН,  
167982, Сыктывкар, ул. Коммунистическая, 28, Россия, kirienko@ib.komisc.ru

Охарактеризованы глееземы криометаморфические, формирующиеся в пылеватых суглинках, в подзоне южной тундры (бассейн р. Воркута). Анализ микроморфологии и физико-химических свойств выявил специфику основных процессов почвообразования (криопедогенез, оглеение, миграция подвижных соединений) и наличие унаследованных педогенных признаков. Микроформы реликтового гумуса и обломки глинистых натеков в средней и нижней частях профилей свидетельствуют о прошлых этапах формирования почв под таежными растительными группировками в позднеатлантический период голоцена. Выявлено, что образованный в этот период иллювиально-глинистый горизонт эволюционировал в криометаморфический в суббореальную фазу активизации криогенных процессов.

*Глееземы криометаморфические, микроморфология, процессы почвообразования, унаследованные признаки, эволюция почв*

MODERN PROCESSES AND INHERITED PEDOGENIC FEATURES IN SOILS ON MANTLE LOAMS,  
SOUTHERN TUNDRA

G.V. Rusanova, E.M. Lapteva, A.V. Pastukhov, D.A. Kaverin

Institute of Biology, Komi Science Centre, Ural Branch of RAS,  
167982, Syktyvkar, Kommunisticheskaya str., 12, Russia, kirienko@ib.komisc.ru

Cryomethamorphic gleyzems formed in silty loams of the Vorkuta river basin are characterized. The main pedogenic processes (cryopedogenesis, gleyzation, migration of mobile compounds) and inherited features have been determined by micromorphology and physical-chemical analyses. Microforms of relict humus and fragments of clay cutans in the middle and lower part of the soil profiles testify to the previous pedogenesis under forests occurred during the Middle Holocene. It has been revealed that the inherited textural clay-illuvial horizons of that period evolved into cryomethamorphic horizons due to the activation of cryogenic processes during the Subboreal period.

*Gleyzems, micromorphology, pedogenic processes, inherited features, soil evolution*

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия в почвоведении успешно разрабатываются представления о почве-памяти как совокупности свойств, унаследованных и накопленных от предыдущих периодов почвообразования [Соколов, Таргульян, 1976; Таргульян, Соколов, 1978; Александровский и др., 1990; Козловский, Горячкин, 1996]. Источниками почвенно-генетической информации являются фрагменты погребенных горизонтов, гумусовые педореликты, кутанный комплекс, почвенные новообразования, часто диагностируемые лишь в микроморфологии [Nettleton, 1996]. Изучению этих носителей памяти почв посвящено сравнительно немного работ, выполненных как в России,

так и за рубежом [Таргульян и др., 1974а,б; Русанова, 1987; Бронникова, Таргульян, 2005; Fedoroff, 1972, 1997], а для тундровой зоны они единичны [Русанова, Канев, 2003; Русанова, Кюхри, 2003; Слагода, 2007]. Широкое распространение некоррелирующих с современной биоклиматической обстановкой компонентов микростроения свидетельствует о полигенетичности почв.

Эволюция голоценовых почв Субарктики связана с изменениями климата. В голоцене выделяют три теплых интервала, когда лесные формации занимали тундру: раннебореальный, позднеатлантический и среднесуббореальный, главный из которых позднеатлантический. В течение ат-

лантического периода (8–5 тыс. лет назад) южно-таежная 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. [Никифорова, 1980; Зубаков, Борзенкова, 1983; Болиховская и др., 1988; Климанов, 1994; Величко, 2002].

В бассейне Хайпудырской губы Баренцева моря на дренируемых участках доминировали злаково-разнотравные сообщества [Болиховская и др., 1988], а в напочвенном покрове на Полярном Урале произрастали южнотаежные виды [Кошкарлова и др., 1999]. Погребенные дерново-подзолистые и суглинистые дерново-подзолистые почвы в бассейне р. Воркута [Русанова, Кюхри, 2003; Русанова, 2008], согласно радиоуглеродному датированию, формировались в атлантический оптимум голоцена. Реликтовая текстурная дифференциация тундровых суглинистых почв [Таргульян и др., 1978; Игнатенко, 1979] также относится к этому периоду.

В настоящей работе предпринята попытка выявить унаследованные от предыдущих периодов почвообразования признаки в почвах, формирующихся на покровных пылеватых суглинках в подзоне южной тундры. Согласно новой классификации [Классификация..., 2004], они относятся к глеезам криометаморфическим, а согласно старой [Классификация..., 1977] – к тундровым поверхностно-глеевым. Исключительный интерес в тундровых почвах представляют унаследованные микроформы глинисто-гумусовых образований, а также глинистые натёки и их фрагменты (папулы), как наиболее устойчивые к факторам времени и криопедометаморфизму. В связи с этим целью данной работы является оценка современных процессов и унаследованных от прежних фаз почвообразования признаков, отражающих формирование почв во временном масштабе, на основе детального анализа микростроения, физико-химических свойств и состава органического вещества.

Морфогенетический подход позволяет выявить взаимосвязи между компонентами строения почв, характером и последовательностью их изменений во времени. Использован комплекс методов, включающих поэтапные морфологические и микроморфологические, общепринятые химические и физико-химические. Проведено разделение главных признаков микростроения и морфогенетических свойств на современные и унаследованные, выявлена их трансформация при криопедогенезе.

### ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для сравнительного анализа процессов почвообразования и выраженности унаследованных

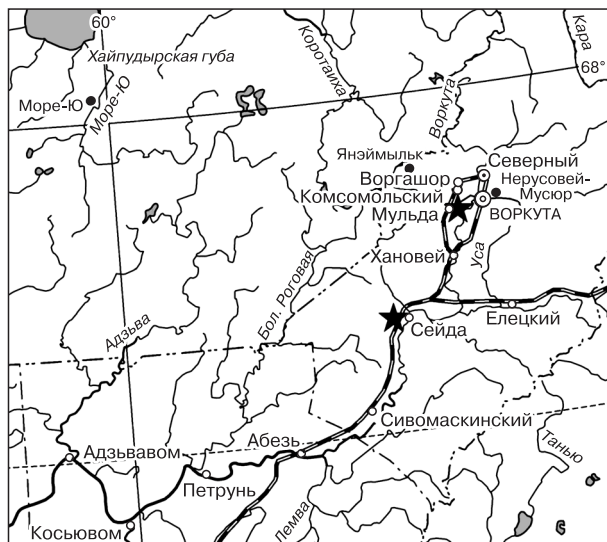


Рис. 1. Карта района исследований.

признаков исследованы почвы катены (выпуклая вершина увала, средняя часть и подножие склона), формирующиеся на пылеватых средних суглинках, подстилаемых песками, в 3 км к юго-западу от пос. Заполярный (г. Воркута), в районе несплошного залегания многолетнемерзлых грунтов (рис. 1). Первый представитель катены заложен на выпуклой вершине возвышенного увала (абс. высота 226 м) в бугорковатой с заросшими пятнами багульниково-ивняково-ерниковой тундре; в кустарничковом ярусе – голубика, брусника, водяника; в покрове – гишновые мхи и лишайники на бугорках и в межбугорковых пространствах.

Разрез 2-2003: O\* (0–5 см) – Bg(G) (5–22 см) – CRM<sub>1</sub> (22–38 см) – CRM<sub>2</sub> (38–65 см) – Cf (65–70 см) – D (с 70 см песок). Сочетание оглеенного и криометаморфических горизонтов позволяет отнести почву к глеезам криометаморфическим. Бурый фон горизонта Bg(G) свидетельствует о слабом оглеении поверхностного горизонта. Криометаморфические горизонты палево-бурого, серовато-бурого цвета характеризуются рыхлоплитчатой, плитчато-ореховатой структурой с охристыми пятнами в верхней части и буро-охристой прослойкой над подстилающими песками в нижней.

В средней части склона (разрез 3-2003) формируется глеезем криометаморфический криогенно-ожеженный, подстилаемый песчаными отложениями с 80 см: O (0–12 см) – G (12–20 см) – Gcf (20–22 см) – CRM<sub>1</sub> (22–30 см) – CRM<sub>2</sub> (30–60 см) – BC (60–80 см), при усилении роли багульника, появлении морошки в покрове. Поверхностный глеевый горизонт имеет сизо-серую

\* Индексы горизонтов даны в соответствии с Классификацией [2004].

окраску и охристую оторочку снизу. Криометаморфические горизонты бурого оттенка, рыхло-комковато-плитчатой структуры слабо отличаются от аналогичных горизонтов почвы на вершине увала.

В крупноерниковой тундре (разрез 4-2003) с чернично-политриховым с примесью морошки и осок покровом в нижней части склона формируется торфяно-глеезем криометаморфический, также подстилаемый песками с 85 см: Т (0–15 см) – G (15–33 см) – CRM<sub>1</sub> (33–50 см) – CRM<sub>2</sub> (50–85 см). Усиление оглеения выражено в увеличении мощности и интенсивности окраски поверхностного глеевого горизонта. Характер криометаморфических горизонтов остается сходным с вышележащими почвами катены.

Сравнение с почвами на пылеватых суглинках, подстилаемых с 70 см моренными суглинками, проводится на примере глеезема криометаморфического, формирующегося в дренированных условиях на верхней части увала под тундровой лишайниково-кустарничковой растительностью: O (0–5 см) – G<sub>oh</sub>-Bf (5–12 см) – G (15–18 см) – CRMg<sub>1</sub> (20–30 см) – CRMg<sub>2</sub> (40–50 см) – CRMG (60–70 см). Разрез 3-ПА [Пастухов, 2006] заложен в окрестностях станции Сейда, в 70 км к юго-западу от Воркуты. По сравнению с почвой (разрез 2-2003), залегающей также на вершине увала, но подстилаемой песками, отличается усилением оглеения и выраженности криогенных процессов.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Разрез 2-2003. Почва формируется на пылеватых суглинках, подстилаемых однородными тонкозернистыми мощными песками, в верхней выпуклой части склона характеризуется мощностью профиля 70 см. Горизонт Bg(G) проявляет черты слабого оглеения, преобладают бурые тона окраски. Характерны внутригоризонтное перераспределение и преобладание окисных форм соединений железа, тонкоплитчатая структура. Криометаморфические горизонты не оглеены, с глубиной проявляют криогенную плитчатость и ореховатость. Мерзлота в пределах профиля отсутствует. Сплошной охристой каймы между горизонтами Bg(G) и CRM не образуется, имеются лишь охристые пятна. Возможно, близкое подстилание почвы песчаными отложениями и хорошая дренированность ослабляют признаки оглеения. Уменьшение степени поверхностного оглеения вплоть до полного исчезновения глеевого горизонта в пределах южной тундры отмечено для почв на легкосуглинистых пылеватых отложениях наиболее дренированных позиций рельефа, хорошо прогреваемых летом [Тонконогов, 2008]. Подобные почвы отнесены к автоморфному биоклиматогенному ряду.

В почве средней части склона (разрез 3-2003) горизонт G проявляет признаки аккумуляции соединений железа на нижней границе. Образуется маломощный охристый горизонт G<sub>cf</sub>. Последний характеризуется тонкоплитчатой структурой и сформирован, по-видимому, за счет подтягивания соединений железа к фронту промерзания. Криометаморфические горизонты не отличаются от аналогичных в верхней части катены.

Горизонт G в почве нижней части склона (разрез 4-2003) под более мощной торфянистой подстилкой характеризуется сизым фоном с охристыми пятнами. Отсутствие охристой оторочки свидетельствует о более слабом подтягивании Fe к фронту промерзания в этих условиях. Криометаморфические горизонты не оглеены. Формируется торфяно-глеезем криометаморфический, переходный между двумя типами глееземов – криометаморфическим и торфяным.

Глеезем криометаморфический (разрез 3-ПА), формирующийся на покровных суглинках, подстилаемых моренными, отличается серовато-грязно-бурой окраской и слабой оглеенностью криометаморфических горизонтов, специфической угловато-крупитчатой криогенной структурой, наличием ооидных агрегатов и слабыми признаками вымывания глинистого вещества. Отчетливо оглеен верхний горизонт, имеющий охристую оторочку.

Анализ микроморфологии почв катены обнаружил следующие признаки: в минеральной массе (разрез 2-2003) под подстилкой – криогенную коагуляцию и образование сложных агрегатов, криогенную деформацию (изогнутость) линзовидных отдельностей. В горизонте Bg (G) заметны перераспределение Fe (ожелезненные и восстановленные зоны, Fe-кольца, растворяющиеся нодули), криогенная организация скелетных частиц (аккумуляции), выщелачивание (вдоль стенок пор, краев агрегатов), чередование компактных и агрегированных участков (округлые и слоеватые отдельности). В верхней части криометаморфического горизонта отмечается агрегация основы (округлые агрегаты), Fe-глинистые сепарации внутри агрегатов, черно-серые, темно-коричневые гумусированные участки (реликтовый гумус), Fe-нодули с растворившимися краями. Нижняя часть криометаморфического горизонта агрегирована, обнаруживаются Fe-глинистые натеки в основе и выветривающиеся фрагменты пород с ободком из Fe-соединений, нодули с разрушенными краями и гумусированные микрозоны. На контакте с песчаными отложениями наблюдаются однородные глинисто-железистые натеки в основе и сложные слоистые Fe-гумусовые натеки в порах, участки с цементацией зерен песка Fe-глинистой тонкодисперсной массой. Fe-цементация связана с окислительной аккумуляцией железа на контакте пород.

В подстилающих песчаных отложениях наблюдаются скелетные зерна со сплошными черными и бурыми пленками.

В микроморфологии зафиксированы признаки процессов криопедогенеза: биогенных и криогенных (на границе органогенного и минерального горизонтов), глеевых, криогенных и выноса подвижных соединений (в горизонте Bg (G)), унаследованных от прошлых фаз почвообразования суспензионного переноса глин, накопления гумуса и более поздней криогенной агрегации (в горизонте CRM<sub>1</sub>), агрегации массы и накопления глин (в горизонте CRM<sub>2</sub>), цементации основы и аккумуляции Fe-глинистых натеков (на контакте с песчаными отложениями в горизонте Cf). Исследованиями микростроения пылевато-суглинистых отложений Большеземельской тундры [Конищев и др., 1973; Конищев, Рогов, 1977] выявлены процессы криогенного выветривания и механизм формирования специфической структуры округлых плотных агрегатов-ооидов, характерных для средней части профиля почв. В почве с глубины 22 см обнаруживаются признаки накопления гумуса и подвижности Fe-глинистой массы (обломки натеков) – процессов ранних фаз почвообразования. Верхняя часть профиля (выше 22 см) фиксирует признаки процессов оглеения, криогенного подтягивания мобильных компонентов к фронту промерзания, биогенной и криогенной агрегации.

Анализ микростроения разреза 3-2003 обнаруживает признаки перераспределения Fe-соединений в виде ожелезненных зон и коричневых нодулей с растворившимися краями в горизонте G, компактного сложения с округлыми конкрециями и Fe-кольцами в горизонте Gcf. Нижележащий горизонт CRM<sub>1</sub> агрегирован слабее, несет следы отмывания тонкодисперсного вещества из локальных участков и межпедных пор, заполненных осветленным пылеватым материалом. Одновременно горизонт CRM<sub>1</sub> является зоной аккумуляции глинистых натеков, сосредоточенных большей частью в основе, вне миграционных каналов. Горизонт CRM<sub>2</sub> обнаруживает хорошую агрегированность (округлые и угловатые агрегаты), наличие коричневых скорлуповатых и желтых однородных натеков как в основе, так и вдоль пор, Fe-нодули. На глубине 60–80 см зафиксированы признаки перемещения тонкодисперсной массы в виде флюидальных глинистых натеков в порах, криогенной агрегации (округлой формы отдельности, окаймленные коричневой пленкой), аккумуляции гумуса. В профиле этой почвы также обнаруживаются следы более ранних фаз развития. Глинистые натеки в основе свидетельствуют о более поздних криогенных процессах, переместивших их из миграционных путей. Очевидно, лессиваж имел место и на последующих этапах, на это указывают натечные формы глин вдоль каналов. В верхней части

профиля преобладают органоаккумулятивные, глеевые и криогенные процессы, сегрегация Fe на окислительном барьере.

Верхние минеральные горизонты нижнего представителя катены (разрез 4-2003) обнаруживают наиболее ярко выраженные признаки глеевого процесса (ожелезненные зоны, Fe-конкреции, кольца, пятна). Мощность верхней минеральной толщи около 40 см. В горизонте CRM<sub>2</sub> отражаются признаки криогенной агрегации и выноса подвижных веществ (отмытость межагрегатных каналов), аккумуляции глин (скорлуповатые натеки и их обломки).

В катенарном ряду почв, подстилаемых песками, по мере усиления степени гидроморфизма происходит изменение признаков микростроения. В органоаккумулятивных горизонтах в связи со снижением интенсивности криогенеза вниз по катене, вследствие утолщения снегового покрова, ослабления влияния ветра наблюдается уменьшение формирования коагуляционных агрегатов на границе с минеральной толщей. Усиление оглеения в этом направлении вызывает осветление плазмы, уплотнение сложения, сокращение пор в горизонтах G по сравнению с горизонтом Bg(G) верхнего представителя катены. В криометаморфических горизонтах вершины увала отмечается бурый цвет агрегатов и окаймление их пленкой. В средней части склона в связи с большей продолжительностью восстановительных периодов происходит осветление массы, отмытость материала межагрегатных пор, отсутствие пленок на агрегатах и одновременно увеличение глинистых натеков вдоль пор. В нижнем представителе катены обнаруживаются слабая выраженность передвижения глинистого вещества и насыщенность стяжениями недифференцированного характера. Степень агрегации во всех почвах лучше выражена в нижней части криометаморфического горизонта, где округлые и угловатые отдельности отчетливо диагностируют этот горизонт. Окантовка агрегатов пленками тонкодисперсного вещества является следствием криогенных процессов, более активных на выпуклой вершине холма.

В горизонте G почвы, формирующейся на пылеватых суглинках, подстилаемых моренными (разрез 3-ПА), преобладает компактное сложение, появляются ожелезненные участки вдоль пор и ходов корней, остаточные сегрегации с коричневыми пленками. На глубине 30–50 см в микростроении также обнаруживаются темно-серые, темно-коричневые микрозоны со скоплениями стусткового гумуса. В данной почве ярче выражены морозная сортировка материала (кольцевые обособления скелета, ооидная организация плазмы, пленки на агрегатах). Микроагрегация средней части профиля (округлые, угловатые отдельности) отчетливо диагностирует криометаморфи-



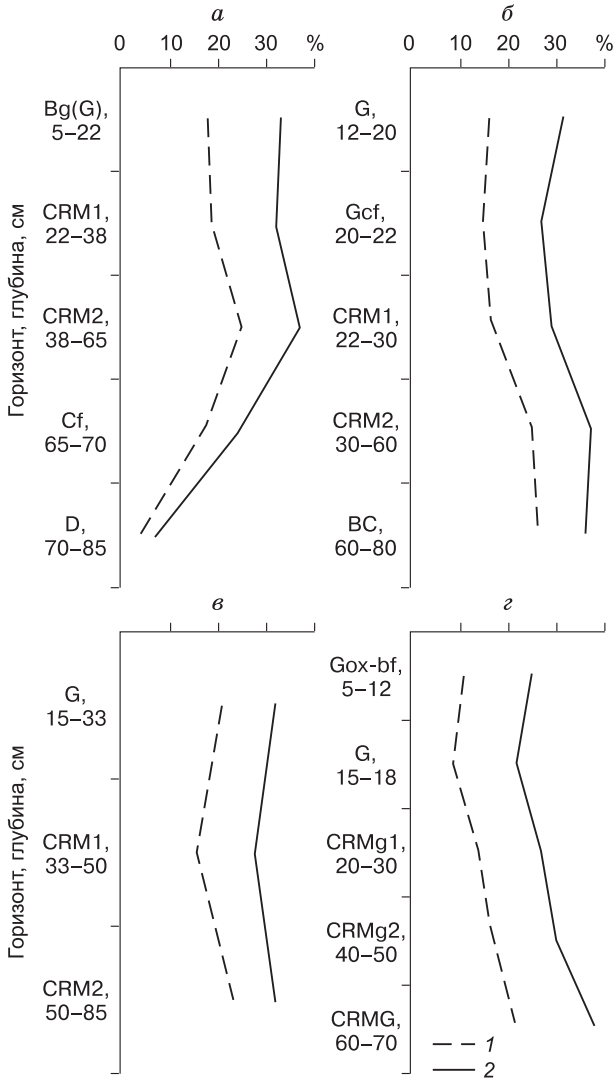
ческий горизонт. Окантовка агрегатов, растительных остатков пленками тонкодисперсного вещества наблюдается в тех и других почвах и является следствием криогенных процессов. В сравниваемой почве (разрез 3-ПА) происходит более глубокое проникновение глинистых суспензий: скорлуповатые натёки вдоль пор отмечены на глубине

60–70 см, тогда как при подстилании песчаными отложениями – на глубине 30–60 см. Обломки натёков выше этих глубин многочисленны в тех и других почвах. Гетерогенность натёков, залегание в миграционных каналах указывают на почвенное их происхождение, вероятно, в более ранний (позднеатлантический) этап голоцена. Коэффициент дифференциации (КД)\* ила на глубине 40–50 см в разрезе 3-ПА составляет 1,5–1,9 (горизонт CRMg<sub>2</sub>), а на глубине 60–70 см равен 2,0–2,4, что может указывать на ранее образованный на этих глубинах профиля текстурный горизонт, подвергшийся криогенной структурной метаморфизации. Обломки натёков, очевидно, образовались под влиянием разрушения их криогенными процессами. Отличием этих почв от почв, подстилаемых песками, является усиление оглеения и выраженности криогенных процессов, увеличение глубины передвижения глинистого материала.

Согласно данным гранулометрического состава (рис. 2), для почв катены характерно накопление илистой фракции: слабое (КД = 1,3) в почве вершины увала и среднее (КД = 1,6) в верхней части склона, с формированием глинисто-иллювиальных горизонтов на глубине 30–60 см. Слабая дифференциация по илу свидетельствует об отсутствии в почвах текстурного горизонта. Последний сформирован на глубине 60–70 см в разрезе 3-ПА.

Почвам свойственна высокая кислотность по всему профилю (табл. 1). Биогенное накопление обменных оснований фиксируется в органогенных горизонтах почв. Наблюдается элювиирование их из верхних горизонтов в разрезе 2-2003. В этой почве обменными основаниями обеднена большая толща верхней части профиля по сравнению с другими почвами катены. Коэффициент дифференциации обменных Ca и Mg в разрезе 2-2003 составляет 4, в других почвах – 2. Интенсивное выщелачивание обменных оснований обычно связывается с подзолообразованием, как и элювиально-иллювиальная дифференциация по илу, валовым формам оксидов железа и алюминия (R<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Следует предполагать, что этот процесс имел место в прошлые этапы педогенеза. В образовавшемся современном полигенетическом профиле элювиально-иллювиальный характер распределения ила, обменных оснований, R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> является унаследованным, что также отмечалось ранее [Таргульян и др., 1978; Игнатенко, 1979].

Наблюдается накопление оксалатрастворимого железа в верхних частях профилей, в подподстилочном глеевом горизонте или в охристой кайме под ним. Дифференциация железа связана с подтягиванием его соединений к фронту промерзания и накоплением на окислительных геохими-



**Рис. 2. Профильная дифференциация ила и мелкозема в почвах:**

а – разрез 2-2003, глеезем криометаморфический на пылеватых суглинках, подстилаемых песками; б – разрез 3-2003, глеезем криометаморфический криогенно-ожелезненный на пылеватых суглинках, подстилаемых песками; в – разрез 4-2003, торфяно-глеезем криометаморфический на пылеватых суглинках, подстилаемых песками; г – разрез 3ПА, глеезем криометаморфический на пылеватых суглинках, подстилаемых моренными суглинками; 1 – ил (<math><0,001\text{ мм}</math>); 2 – мелкозем (<math><0,01\text{ мм}</math>).

\* КД – отношение содержания ила в горизонте CRM к содержанию ила в горизонте Bg(G).

Таблица 1. Физико-химические свойства почв

Горизонт	Глубина, см	pH <sub>сол</sub>	C <sub>орг</sub>	N <sub>общ</sub>	C:N	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , по Джексоу (%)
			%			ммоль/100 г	по Тамму (%)			
<b>Разрез 2-2003</b>										
O	0–5	3,67	36,5	1,27	33,4	14,58	3,00	0,36	0,47	0,60
Bg(G)	5–22	3,65	0,57	0,06	9,3	0,99	0,62	0,63	0,57	1,08
CRM <sub>1</sub>	22–38	3,58	0,90	0,08	11,8	0,89	0,53	0,29	0,34	0,93
CRM <sub>2</sub>	38–65	3,63	0,19	0,04	5,3	4,01	2,21	0,25	0,23	0,99
Cf	65–70	3,85	0,27	0,05	6,9	6,15	3,24	0,24	0,21	0,99
D	70–85	3,60	0,09	0,03	3,6	0,99	0,56	0,08	0,04	0,45
<b>Разрез 3-2003</b>										
O	0–12	3,06	36,9	1,52	28,3	12,00	6,12	0,81	0,63	1,21
G	12–20	3,10	0,64	0,06	11,3	1,66	1,19	0,59	0,30	0,92
Gcf	20–22	3,12	0,50	0,06	8,4	2,16	1,54	0,77	0,30	1,25
CRM <sub>1</sub>	23–30	3,09	0,30	0,05	6,0	3,36	2,43	0,34	0,23	0,95
CRM <sub>2</sub>	30–60	3,17	0,25	0,05	5,7	5,50	3,64	0,32	0,21	1,03
BC	60–80	3,14	0,23	0,05	5,1	7,21	4,51	0,42	0,21	1,12
<b>Разрез 4-2003</b>										
T	0–15	3,08	39,1	1,62	28,2	10,62	2,77	0,63	0,59	0,99
G	15–33	3,09	1,29	0,12	12,0	1,07	0,62	0,97	0,38	1,36
CRM <sub>1</sub>	33–50	3,11	0,27	0,05	6,6	2,24	1,16	0,31	0,21	0,81
CRM <sub>2</sub>	50–85	3,05	0,20	0,04	5,0	4,36	2,29	0,34	0,23	1,01
<b>Разрез 3-ПА</b>										
O	0–5	3,68	н/о	н/о	н/о	0,03	0,45	0,50	н/о	0,77
Gox-Bf	5–12	3,80	1,11	0,09	14,6	0,04	0,23	0,37	н/о	0,64
G	15–18	3,90	0,50	0,05	12,7	0,03	0,27	0,35	н/о	0,70
CRMg <sub>1</sub>	20–30	3,80	0,27	0,05	6,9	0,54	0,73	0,31	н/о	0,71
CRMg <sub>2</sub>	40–50	3,88	н/о	н/о	н/о	2,08	1,17	0,38	н/о	0,85
CRMG	60–70	3,96	н/о	н/о	н/о	3,94	1,99	0,50	н/о	0,77

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории отдела почвоведения Института биологии Коми НЦ УрО РАН: pH<sub>сол</sub> (солевой) – потенциометрически; обменные катионы – вытеснением NH<sub>4</sub>Cl с последующим атомно-абсорбционным определением на Хитачи 180-60; оксалатрастворимые формы Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – по Тамму; дитионитрастворимые формы Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – по Мера–Джексоу; в экоаналитической лаборатории – валовое содержание органического углерода (C<sub>орг</sub>) и общего азота (N<sub>общ</sub>) на CHNS-O анализаторе EA-1110 фирмы Carlo Erba. н/о – не определяли.

ческих барьерах. В разрезе 3-2003 обедненный железом сизый с охристыми пятнами глеевый горизонт оторочен снизу охристой каймой, имеющей повышенное содержание соединений железа. Максимальное накопление в разрезе 4-2003 наблюдается в нижней части торфянистой подстилки вследствие вымывания из последней и подтягивания снизу. В профильном распределении форм железа по Джексоу отмечается сходство с распределением оксалатрастворимых форм. Накопление оксалатрастворимого алюминия фиксируется в органогенных горизонтах разрезов 3-2003 и 4-2003, в глеевом – разреза 2-2003. С глубиной отмечается постепенное уменьшение этих соединений. В целом почвам свойствен аккумулятивный характер профильной дифференциации соединений алюминия, близкий к таковому органических соединений.

Высокое содержание углерода (C<sub>орг</sub>) наблюдается в грубогумусовых органоаккумулятивных

горизонтах (табл. 2). В минеральной толще содержание органического вещества резко снижается с глубиной. Согласно И.В. Игнатенко [1979], подобный тип гумусового профиля характерен для почв, развивающихся в условиях несплошного залегания многолетнемерзлых пород, или почв с сезонноталым слоем более 1 м. Почвы характеризуются фульвокислотным составом гумуса, за исключением подстилок, где преобладает гуматно-фульватный состав. Подвижные, агрессивные фракции фульвокислот, сосредоточенные в верхней минеральной толще, с глубиной становятся связанными с минеральными коллоидами и полуторными оксидами.

Распределение подвижных гуминовых кислот, убывающее в почве вершины холма, сменяется на нарастающее с глубиной в почвах средней и нижней частей склона вследствие латерального притока. Гуминовые кислоты, связанные с кальцием, сосредоточены в органогенных горизонтах.

Таблица 2. Групповой и фракционный состав гумуса глеезема криометаморфического (% от  $C_{\text{общ}}$ )

Горизонт	Глубина, см	$C_{\text{общ}}$ , %	$C_{\text{гк}}$				$C_{\text{фк}}$					$C_{\text{гк}}/C_{\text{фк}}$	Негидролизуемый остаток, %
			1	2	3	Сумма	1а	1	2	3	Сумма		
<b>Разрез 2-2003</b>													
O	0–5	32,04	6,0	1,9	3,8	11,7	2,8	10,8	0,0	4,3	17,9	0,7	70,4
Bg(G)	5–22	0,51	16,9	0,0	3,7	20,6	15,3	20,4	7,1	20,6	63,4	0,3	16,0
CRM <sub>1</sub>	22–38	0,81	9,5	4,8	4,8	19,1	19,0	4,8	14,3	38,1	76,2	0,3	4,7
CRM <sub>2</sub>	38–65	0,18	5,6	5,6	11,1	22,3	12,2	4,4	17,8	38,9	73,3	0,3	4,4
<b>Разрез 3-2003</b>													
O	0–12	28,76	12,5	0,4	4,9	17,8	2,8	18,0	0,0	4,7	25,5	0,7	56,7
G	12–20	0,44	10,5	0,2	7,1	17,8	17,3	17,3	8,4	29,1	72,1	0,2	10,1
Gcf	20–22	0,29	11,0	0,0	5,9	16,9	21,7	12,8	14,8	34,5	83,8	0,2	16,2
CRM <sub>1</sub>	22–30	0,16	15,6	0,0	10,0	25,6	15,0	0,0	24,4	33,8	73,1	0,3	26,9
<b>Разрез 4-2003</b>													
T	0–15	11,05	10,2	0,6	7,7	18,5	3,8	16,2	3,8	9,8	33,6	0,6	47,9
G	15–33	0,86	11,5	0,0	7,3	18,8	9,2	20,2	1,9	16,6	47,9	0,4	33,3

Примечание. Анализ выполнен в лаборатории отдела почвоведения Института биологии Коми НЦ УрО РАН по схеме Тюрина в модификации Пономаревой–Плотниковой [Пономарева, Плотникова, 1980]. Содержание углерода:  $C_{\text{общ}}$  – общего,  $C_{\text{гк}}$  – гуминовых кислот,  $C_{\text{фк}}$  – фульвокислот.

Накопление их в криометаморфических горизонтах разреза 2-2003 связано с унаследованными микроформами глинисто-гумусовых образований. В минеральной толще остальных почв катены эта фракция отсутствует. Заметная доля агрессивной фракции фульвокислот может свидетельствовать об участии их в процессах выветривания. Негидролизуемый остаток в верхней части минеральной толщи представлен фрагментами растений, находящихся на разных стадиях разложения.

Наличие в криометаморфических горизонтах второй фракции гуминовых кислот, связанных с кальцием (4,8–5,6 % от общего углерода) (табл. 3), а также темно-бурых изотропных форм глинисто-гумусовых образований, характерных для гумуса лесных почв, свидетельствуют о реликтовости гумуса. Считают, что нахождение этой фракции в горизонтах CRM мерзлотных почв Большеземельской тундры и незначительное количество негидролизуемого остатка в них говорит об иных условиях почвообразования в прошлые этапы голоцена

[Золотарева и др., 2009]. Подобная закономерность содержания второй фракции гуминовых кислот в погребенных гумусовых горизонтах обнаружена в почвах Хибин [Владыченский и др., 2006].

Как известно, свойства гумуса отражают биоклиматические условия его формирования, так же как глинистые натеки и их обломки в почвах тундры. Эти унаследованные признаки следует отнести к почвообразованию в оптимальный позднеатлантический период голоцена. Согласно палеогеографическим данным [Болховская и др., 1988], в это время на дренируемых участках господствовали злаково-разнотравные сообщества, таежные экосистемы. Подтверждением служат погребенные дерново-подзолистые иллювиально-глинистые почвы ( $6030 \pm 170$  лет назад, ИГРАН-2271), обнаруженные в 5,5 км к северо-востоку от Воркуты [Русанова, Кюхри, 2003]. Дерновый горизонт этих почв характеризуется также темно-бурыми сгустковыми формами гумуса и наличием второй

Таблица 3. Валовой состав глеезема криометаморфического (%)

Горизонт	Глубина, см	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Индекс степени выветрелости
<b>Разрез 3-ПА</b>									
Gox-Bf	5–12	74,00	3,13	10,62	0,81	0,21	1,88	0,62	79
G	15–18	76,22	2,26	10,65	0,62	0,28	1,88	0,71	78
CRMg <sub>1</sub>	20–30	74,77	2,87	11,78	0,75	0,38	1,87	0,64	80
CRMg <sub>2</sub>	40–50	75,80	2,76	13,55	0,61	0,53	1,82	0,51	82
CRMg	60–70	73,63	3,67	13,75	0,66	0,53	1,87	0,47	83

Примечание. Анализ выполнен в экоаналитической лаборатории Института биологии Коми НЦ УрО РАН рентгенфлуоресцентным (VRA-33) методом. Не определяли MgO.

фракции гуминовых кислот, связанных с кальцием (11,94 %). Глинистые натеки в срединных горизонтах свидетельствуют о реликтовой текстурной дифференциации. Резкое похолодание в суббореальный (SB) период сопровождалось погребением почв, осадконакоплением и началом следующего этапа почвообразования под тундровыми сообществами.

Различия верхней (горизонт O–G (Bg)) и нижней (горизонт CRM–Cf) частей исследуемого профиля разреза 2-2003, на наш взгляд, являются следствием резкого похолодания в SB, активизации геодинамических, тектонических процессов, солифлюкции и дефляции, когда интенсивные криогенные процессы привели к размыву и сносу гумусового горизонта подзолистой почвы позднеатлантического периода (разрез 2-2003), а также к разрушению кутанного комплекса и последующему криогенному структурному метаморфизму срединных горизонтов. Эоловый привнос мелкозема в период похолодания и аридизации климата способствовал аккумуляции наносов такой же мощности, как над погребенным подзолом на вершине холма Яней-Мыльк в 20–30 км к северо-западу от Воркуты [Русанова, 2008]. При скорости привноса мелкозема, не превышающей 2–3 см в 100 лет, материал полностью вовлекается в почвообразование [Величко, 1973]. Расчеты “литохимических индексов” [Сысо, 2007] степени выветрелости материала верхней и нижней частей профиля разреза 3-ПА (см. табл. 3) показывают разницу между ними: меньшая выветрелость и зрелость верхней части. Это подтверждает перерыв в почвообразовании или его заторможенность в холодную литогенную фазу. Формирование верхней части профиля – органоаккумулятивных и глеевых горизонтов с признаками криогенной организации материала происходило уже под тундровой растительностью после отступления границы леса к югу. В субатлантический (SA) и современный периоды сохранился колебательный характер изменения климата [Никифорова, 1980]. Следствием некоторого потепления климата в течение последних 70–100 лет [Гребенец, 2007] может быть уменьшение оглеения в почвах на легкосуглинистых отложениях наиболее дренированных, хорошо прогреваемых летом позиций южной тундры, особенно при подстилании почв песчаными отложениями и глубоко залегании мерзлоты.

## ВЫВОДЫ

На основе изложенного выше можно сделать следующие выводы.

1. В глееземах криометаморфических, сформировавшихся на пылевато-суглинистых отложениях в южной тундре, выявлены признаки как

современных процессов почвообразования, так и унаследованных от прошлых стадий педогенеза. Характерными для верхней части профилей (0–22 см) являются биогенная и криогенная агрегации, подтягивание мобильных компонентов к фронту промерзания, оглеение, адекватные современной биоклиматической обстановке.

2. Срединные криометаморфические горизонты отражают признаки процессов формирования специфической структуры (ооиды), суспензионного переноса силикатного материала (обломки глинистых натеков), аккумуляции гумуса (темно-бурые сгустковые формы). На контакте пород обнаруживается аккумуляция Fe-глинистых натеков.

Совокупность признаков (гумусовые педореликты и глинистые натеки), не коррелирующих с современной биоклиматической обстановкой, унаследованных от почвообразования среднеголоценового оптимума, свидетельствует о полигенности почв.

3. В катенарном ряду почв, подстилаемых песками, происходит ослабление интенсивности криогенеза и усиление оглеения вниз по катене.

4. Отличием почв, сформированных на пылеватых суглинках, подстилаемых моренными суглинками, от аналогичных, подстилаемых песками, является усиление оглеения и выраженности криогенных процессов (морозная сортировка материала), увеличение глубины суспензионного перемещения глинистого материала.

Работа выполнена в рамках программы Отделения биологических наук РАН “Биологические ресурсы России: оценка состояния и фундаментальные основы мониторинга” по теме “Почвенно-функциональные ресурсы биосферы Европейского северо-востока и биолитогенные экотоны – фундаментальная основа охраны и мониторинга почвенно-земельного фонда”.

## Литература

- Александровский А.Л., Таргульян В.О., Черкинский А.Е., Чичагова О.А. Новые данные о возрасте и эволюции дерново-подзолистых почв центра Русской равнины // Докл. АН СССР, 1990, т. 310, № 2, с. 454–457.
- Болиховская Н.С., Болиховский В.Ф., Климанов В.А. Климатические и криогенные факторы развития торфяников Европейского северо-востока СССР в голоцене // Палеоклиматы голоцена европейской территории СССР. М., Наука, 1988, с. 36–44.
- Бронникова М.А., Таргульян В.О. Кутанный комплекс текстурно-дифференцированных почв. М., ИКЦ “Академкнига”, 2005, 197 с.
- Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М., Наука, 1973, 256 с.
- Величко А.А. Устойчивость ландшафтной оболочки и ее био- и геообразованию в свете динамики широтной зональности // Изв. РАН. Сер. геогр., 2002, № 5, с. 7–21.



- Владыченский А.С., Ковалева Н.О., Косарева Ю.М.** Органическое вещество погребенных почв троговых долин Хибинского горного массива // Вестн. МГУ. Сер. 17. Почвоведение, 2006, № 3, с. 23–29.
- Гребенев В.И.** Негативные последствия деградации мерзлоты // Вестн. МГУ. Сер. 5. География, 2007, № 3, с. 18–21.
- Золотарева Б.Н., Фоминых Л.А., Ширинова Л.Т., Холодов А.А.** Состав гумуса мерзлотных почв Большеземельской и Колымской тундры // Почвоведение, 2009, № 1, с. 42–56.
- Зубаков В.А., Борзенкова И.И.** Палеоклиматы позднего кайнозоя. Л., Наука, 1983, 216 с.
- Игнатенко И.В.** Почвы восточно-европейской тундры и лесотундры. М., Наука, 1979, 279 с.
- Классификация и диагностика почв СССР** / Сост. В.В. Егоров, В.М. Фридрих, Е.Н. Иванова и др. М., Колос, 1977, 223 с.
- Классификация и диагностика почв России** / Отв. ред. Г.В. Добровольский. Смоленск, Ойкумена, 2004, 342 с.
- Климанов В.А.** Особенности изменения климата северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1994, т. 69, вып. 1, с. 58–62.
- Козловский Ф.И., Горячкин С.В.** Почва как зеркало ландшафта и концепция информационной структуры почвенного покрова // Почвоведение, 1996, № 3, с. 288–297.
- Конищев В.Н., Рогов В.В.** Микроморфология криогенных почв и грунтов // Почвоведение, 1977, № 2, с. 119–125.
- Конищев В.Н., Фаустова М.А., Рогов В.В.** Отражение криогенных явлений в микростроении четвертичных отложений // Микроморфология почв и рыхлых отложений. М., Наука, 1973, с. 61–67.
- Кожкарлова В.Л., Карпенко Л.В., Орлова Л.А.** Динамика растительности и верхней границы леса в голоцене на Полярном Урале // Экология, 1999, № 2, с. 121–125.
- Никифорова Л.Д.** Изменение природной среды в голоцене на северо-востоке Европейской части СССР: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1980, 25 с.
- Пастухов А.В.** Особенности автоморфных почв на покровных суглинках экотона тундра–северная тайга европейского Северо-Востока: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Сыктывкар, 2006, 21 с.
- Пономарева В.В., Плотникова Т.А.** Гумус и почвообразование (методы и результаты изучения). Л., Наука, 1980, 222 с.
- Русанова Г.В.** Микроморфология таежных почв. Л., Наука, 1987, 197 с.
- Русанова Г.В.** Позднеголоценовые погребенные почвы бассейна р. Воркута (Большеземельская тундра) // Почвоведение, 2008, № 1, с. 27–33.
- Русанова Г.В., Канев В.В.** Почвы лесных островков в бассейне р. Море-ю (Большеземельская тундра) // Почвоведение, 2003, № 10, с. 1177–1186.
- Русанова Г.В., Кюхри П.** Погребенные почвы и педореликты в бассейне р. Уса (Большеземельская тундра) // Почвоведение, 2003, № 1, с. 23–32.
- Слагода Е.А.** Микроморфологические следы криогенеза и их использование для палеокриогенных реконструкций в разрезах кайнозоя // Криогенные ресурсы полярных регионов: Материалы Междунар. конф. Салехард, 2007, т. 2, с. 203–205.
- Соколов И.А., Таргульян В.О.** Взаимодействие почвы и среды: почва-память и почва-момент // Изучение и освоение природной среды. М., Наука, 1976, с. 150–164.
- Сысо А.И.** Закономерности распределения химических элементов в почвообразующих породах и почвах Западной Сибири. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2007, 277 с.
- Таргульян В.О., Бирин А.Г., Куликов А.В. и др.** Организация, состав и генезис дерново-палево-подзолистой почвы на покровных суглинках: Морфологическое исследование. М., Наука, 1974а, 55 с.
- Таргульян В.О., Соколова Т.А., Бирин А.Г. и др.** Организация, состав и генезис дерново-палево-подзолистой почвы на покровных суглинках: Аналитическое исследование. М., Наука, 1974б, 55 с.
- Таргульян В.О., Соколов И.А.** Структурный и функциональный подход к почве: почва-память и почва-момент // Математическое моделирование в экологии. М., Наука, 1978, с. 17–33.
- Таргульян В.О., Тонконогов В.В., Александровский А.Л.** Гипотеза голоценовой эволюции суглинистых тундровых и таежно-лесных почв Восточно-Европейской равнины // Научные основы рационального использования и повышения плодородия почв. Ростов н/Д, Изд-во Рост. ун-та, 1978, с. 6–10.
- Тонконогов В.Д.** Пространственно-генетические ряды горизонтов и профилей почв Русской и Западно-Сибирской равнин // Почвоведение, 2008, № 6, с. 645–654.
- Fedoroff N.** Clay illuviation // Proc. of the 3rd Working Meeting of Soil Micromorphology. Wrocław, Poland, 1972, p. 195–207.
- Fedoroff N.** Clay illuviation in red Mediterranean soils // Catena, 1997, vol. 28, No. 3–4, p. 171–189.
- Nettleton N.D.** Contribution of Working Group on classification of paleosols // Newsletter of INQUA/ ISSS Paleopedol. Commission. Berlin, 1996, No. 12, p. 27.

Поступила в редакцию  
8 октября 2009 г.