

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

КРИОКОНИТЫ КАК ФАКТОРЫ РАЗВИТИЯ ПОЧВ В УСЛОВИЯХ БЫСТРОГО ОТСТУПАНИЯ ЛЕДНИКА АЛЬДЕГОНДА, ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН

© 2022 г. Э. П. Зазовская^{а, *}, Н. С. Мергелов^а, В. А. Шишков^а, А. В. Долгих^а, А. С. Добрянский^а,
М. П. Лебедева^б, С. М. Турчинская^а, С. В. Горячкин^а

^аИнститут географии РАН, Старомонетный пер., 29, Москва, 119017 Россия

^бПочвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия

*e-mail: zazovskaya@igras.ru

Поступила в редакцию 02.08.2021 г.

После доработки 13.09.2021 г.

Принята к публикации 29.10.2021 г.

Криокониты — органо-минеральные седименты, преимущественно эолового генезиса, которые накапливаются на поверхности ледника и характеризуются относительно высоким содержанием питательных веществ и наличием биологической активности. При таянии ледников криоконитовый материал осаждается и накапливается в перигляциальной зоне. Благодаря высокому содержанию биогенных элементов и тонкодисперсности криоконитовый материал служит компонентом материнской породы с благоприятными условиями для почвообразования по сравнению с более грубыми ледниковыми отложениями. Рассмотрена пространственная организация криоконитового материала на леднике. Проведено исследование на микроуровне продуктов трансформации криоконитового материала при почвообразовании. Получены данные об изотопном составе углерода, азота и радиоуглеродном возрасте разных денситометрических фракций органического вещества криоконитов ледника Альдегонда (архипелаг Шпицберген) и почв, сформированных на ледниковых отложениях с криоконитовым материалом, на датированных поверхностях в перигляциальной зоне этого быстро отступающего ледника. Показано, что почвообразование на таких отложениях идет на порядок быстрее, чем на ледниковых щебнистых субстратах, а почвы на криоконитовом материале наследуют его свойства.

Ключевые слова: супрагляциальные системы, Арктика, радиоуглеродное датирование, микроморфология почв, стабильные изотопы углерода

DOI: 10.31857/S0032180X22030157

ВВЕДЕНИЕ

Оледенения оказывали и оказывают существенное влияние на почвообразование, прежде всего, формируя лито-геоморфологическую матрицу, на которую накладываются процессы почвообразования. Области современного оледенения уже давно привлекали почвоведов для изучения закономерностей и скоростей формирования почв на ледниковом материале различного возраста, который образуется при отступании ледников. Такие хроноряды, или хроносери́и начали изучать еще в 1950–1970-х годах на Большом Кавказе [2, 3], Аляске [16]. В последнее время подобные работы охватывают все новые и новые регионы, например Альпы [17, 18], Исландию [43], а также архипелаг Шпицберген [25, 27, 45]. Данные работы рассматривают свойства почв на разновозрастных моренах, постепенно колонизируемых растительностью. В большинстве случаев

ледниковый материал трактуется как практически абиогенный субстрат. Между тем, в последние два десятилетия лет произошел пересмотр отношения к леднику — сейчас его стали рассматривать как биом [12], и важнейшую роль в этом изменении сыграли исследования криоконитов.

Криокониты — темноцветные седименты, преимущественно эолового генезиса, которые аккумулируются на поверхности ледника и многолетних снежников и включают в себя как минеральную, так и биологическую составляющую [15]. Хотя история изучения криоконитов насчитывает около 150 лет — термин был предложен шведским исследователем Н. Норденшельдом [35] и происходит от греч. *kryos* (холод) и *konis* (пыль) — их биосферное значение стало широко осознаваться только в XXI в. В местах, где аккумулируется эоловый мелкозем, из-за резкого уменьшения альбедо происходит ускоренное таяние льда и

формируются так называемые криоконитовые “стаканы” (cryoconite holes), в которых складывается особенный микроклимат, что способствует активному заселению этих местообитаний сообществами первичных продуцентов — цианобактерий и водорослей, которые обогащают субстрат биогенными элементами. Кроме того, вместе с мелкоземом на поверхность ледника приносятся фрагменты живых и отмерших организмов, например мхов, которые в благоприятных условиях возобновляют вегетацию. Имеющий биогенную составляющую криоконитовый материал, за счет эффекта низкого альбедо [41] способен ускорять абляцию, менять гидрологические процессы, и, следовательно, перестраивать супрагляциальные и перигляциальные обстановки. Криокониты на поверхности ледников не только ускоряют абляцию, но и являются центром аккумуляции биогенных элементов и источником биоразнообразия в ультра-олиготрофной среде ледника [13, 42], что существенно для функционирования как супрагляциальных, так и перигляциальных экосистем. Ледники при таянии делятся своим пулом органического углерода с наземными и морскими экосистемами [22, 28, 33, 36, 40].

В настоящее время горные и покровные ледники занимают площадь около 15 млн км² или примерно 10% суши [12] и содержат при этом около $\sim 6 \times 10^{15}$ г органического углерода [38]. Криоконитовые экосистемы всех ледников (исключая Антарктиду) дают ~ 10000 тС/год растворенного органического углерода [11]. Климатические изменения последнего столетия вызвали активное таяние полярных ледников. В специальном докладе ИРСС показано, что за 2006–2015 гг. арктические ледники теряли свою массу со скоростью 213 ± 29 Гт/год [24]. По данным Хромовой с соавт. за последние 60 лет площадь ледников России сократилась на 9.3% [48]. Таким образом, в высоких широтах каждый год увеличиваются доступные для почвообразования площади суши. Исследования направления и скорости почвообразования в высоких широтах в условиях меняющегося климата является важной задачей почвоведения.

Криокониты являются важным источником микроорганизмов для первичных сукцессий на отложениях ледника сразу после его отступления [26], а значит и для инициации процессов почвообразования. Благодаря своим свойствам — высокому содержанию биогенных элементов и тонкодисперсности, криоконитовый материал служит уникальной почвообразующей породой, с благоприятными условиями для поселения высших растений и почвообразования по сравнению с другими отложениями, формирующимися в современной перигляциальной зоне. Однако роль криоконитового материала в этих процессах еще не оценена. В своей работе мы используем следу-

ющее определение криоконита: тонкодисперсный органо-минеральный материал на поверхности ледников и многолетних снежников, представляющий собой сложноорганизованную систему из мелкозема ближних и дальних источников, микроорганизмов и мезофауны, продуктов их трансформации, а также пирогенного углерода и поллютантов. Материал часто имеет гранулированную структуру, которую связывают с функционированием нитчатых цианобактерий и криогенными процессами.

Цель работы — оценить роль криоконитового материала в формировании почв в перигляциальной зоне современных ледников на примере ледника Альдегонда (о. Западный Шпицберген).

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектами исследования стали: 1 — материал криоконитов с поверхности ледника Альдегонда, расположенного в 7 км к юго-западу от поселка Баренцбург, 2 — почвы, сформированные на криоконитовом материале на разновозрастных моренах в перигляциальной зоне ледника Альдегонда, а также в качестве внеледникового “этало-на”, 3 — почвы, сформированные на третьей морской террасе на западном берегу Грен-фьорда (Земля Норденшельда), в 5 км к юго-западу от поселка Баренцбург. Российский поселок Баренцбург (78.065° с. ш., 14.215° в. д.) находится на о. Западный Шпицберген. Климат исследуемой территории относится к морскому арктическому, смягченному теплым Северо-Атлантическим течением. По данным гидрометеороbservатории “Баренцбург” средняя годовая температура воздуха — 5.8°C , самого теплого месяца июля 8.0°C , самого холодного месяца февраля — 18.0°C . Среднегодовая сумма осадков около 560 мм, преобладают твердые осадки. Исследованная территория находится в зоне тундровой растительности внутренних фьордов [6].

Горно-долинный ледник Альдегонда расположен на западном берегу залива Грен-фьорд. Ледник ориентирован на восток и имеет протяженность примерно 3 км, перепад высот ледника от 108 до 770 м над ур. м. [7], по данным топографической съемки 2018 г. ледник расположен в интервале высот 120–450 м [10]. В настоящее время ледник Альдегонда быстро деградирует. За последние 100 лет язык ледника отступил от береговой линии более чем на 2 км и продолжает быстро отступать с нормированной скоростью от 13 до 30 м/год, в последние годы скорость отступления ледника усилилась, что связывают с большим количеством неровностей в коренном ложе ледника. При такой скорости деградации ледник может полностью исчезнуть к середине XXII в. (рис. 1) [7].

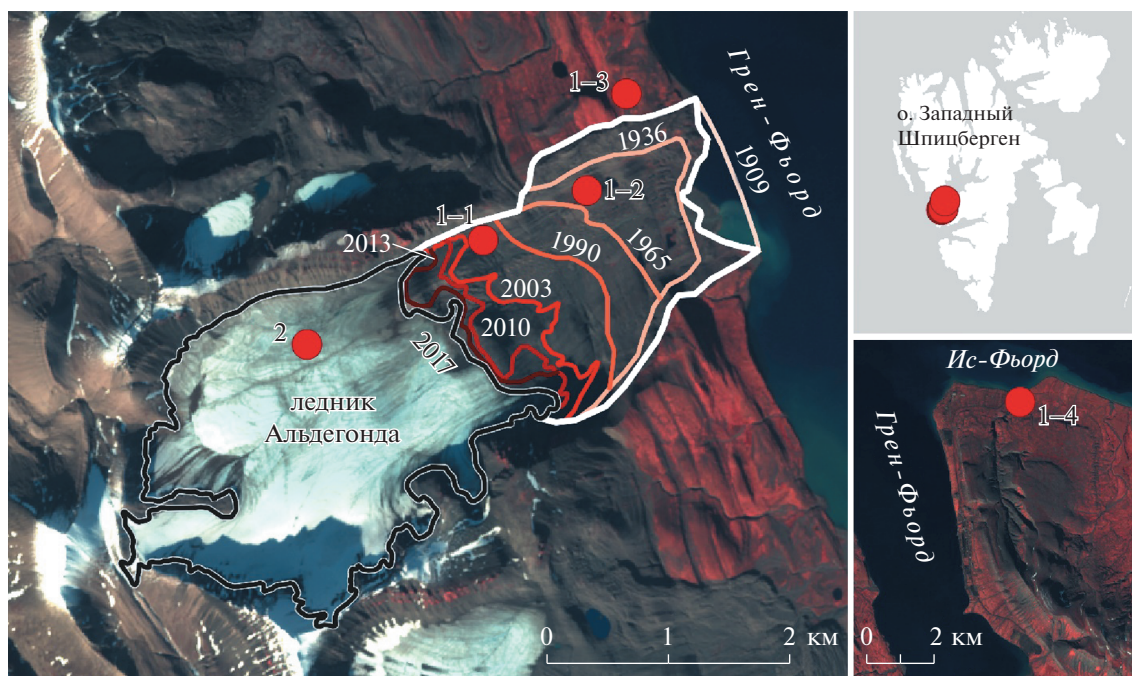


Рис. 1. Объекты исследования и границы отступления ледника Альдегонда (границы отступления по [7]). Космический снимок Sentinel-2 (False Color; 8, 4, 3 каналы) 20.08.2019 г. Обозначения: 1–1 – почвы на морене 16–18-летнего возраста; 1–2 – почвы на морене 70-летнего возраста; 1–3 – почва на морене >100-летнего возраста; 1–4 – почва на морской террасе; 2 – ледник Альдегонда, криокониты.

По данным [46] в криоконите, ускоряющем абляцию ледника Альдегонда, преобладают цианобактерии, бактериальные филумы *Proteobacteria*, *Bacteroidetes*, *Actinobacteria*, а также аммоний-окисляющие археи. Детальной информации о трансформации структуры микробных сообществ в материале криоконита при его переотложении на морене ледника Альдегонда пока нет. В целом первичная колонизация поверхностей после отступления ледников на Шпицбергене осуществляется преимущественно цианобактериями, принесенными из ближайших ледниковых обстановок талыми водами и кatabатическими ветрами, однако по мере развития сукцессий в почвах могут накапливаться propagулы из более отдаленных местообитаний [36]. Также не исключено приоритетное развитие гетеротрофных микробных сообществ [14] при переотложении на морене богатого углеродом криоконита.

Гляциологические наблюдения за динамикой ледника Альдегонда, снабженные фотоматериалами, картами, в том числе архивными, позволили определить поверхности, в разное время освободившиеся ото льда [7]. В перигляциальной зоне ледника Альдегонда нами были выделены морены 16–18-летнего, 70-летнего и >100-летнего возраста и изучены почвы, сформированные в ветровых убежищах на криоконитовом материале (16-летнего, 70-летнего возраста), на старой морене более чем 100-летнего возраста без видимого

участия криоконитового материала. В качестве контроля были изучены почвы, сформированные на третьей морской террасе, где влияние оледенения на почвообразование в последние несколько тысяч лет было минимальным [20, 39].

Для оценки площади занимаемой органо-минеральным материалом на поверхности ледника, выявления пространственной конфигурации криоконитовых комплексов и их зависимости от внешних условий нами был проведен анализ космических снимков Sentinel-2 в псевдоцветах (8, 4, 3 каналы), методом неконтролируемой классификации K-средних (модель *SharkKMeans*) и выделены зоны отложений на поверхности ледника с конца июня по конец августа 2020 г.

Микростроение почв и отложений было изучено в прозрачных шлифах по классическим методикам с использованием поляризационной микроскопа Olympus BX51 с цифровой камерой Olympus DP26. Сравнивали элементы микростроения в больших шлифах (размером 4 × 5 см).

Содержание углерода и азота, их изотопный состав исследовались на комплексе оборудования CHNS-анализатор-IRMS Vario ISOTOPE select (Elementar, Великобритания). Радиоуглеродное датирование было проведено с использованием ускорительной масс-спектрометрии (AMS). Пробоподготовка образцов и их графитизация были выполнены в ЦКП “Лаборатория радиоуглерод-



Рис. 2. Потоки вещества между супрагляциальной и перигляциальной зонами ледника Альдегонда.

ного датировании и электронной микроскопии” Института географии РАН. Графитизацию проводили на системе AGE3 (Ionplus, Швейцария), совмещенной с CHNS-анализатором. Измерение радиоуглеродного возраста в полученных графитах выполнено в Центре прикладных изотопных исследований университета Джорджии (США) на 1.5SDH Pelletron AMS [47].

Перед определением углерода и азота, их изотопного состава, а также для радиоуглеродного датирования по общему органическому углероду (ТОС) образцы обрабатывали 1 М (1 моль/л) раствором HCl с целью удаления карбонатов (минерального углерода), а затем промывали до нейтральной реакции среды ультрачистой водой [44].

Радиоуглеродное датирование проводили по ТОС для образца в целом, а также для отдельных денситометрических фракций. Из исследуемых почв было выделено три фракции: фракция свободного органического вещества (с плотностью $<1.6 \text{ г/см}^3$, F_{ПОМ}), тяжелая фракция плотностью $1.8\text{--}2.2 \text{ г/см}^3$ (HF₁) и тяжелая фракция органического вещества HF₂ ($>2.2 \text{ г/см}^3$), связанная с минеральной составляющей.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Пространственная организация материала. Объекты исследования располагались в супрагляциальной и ближней перигляциальной зонах ледника Альдегонда, которые связаны между собой потоками вещества (рис. 2).

В супрагляциальной зоне были идентифицированы и изучены следующие формы криоконитового материала: свежевывающийся материал криоконита с поверхности ледника, в том числе перетолженный (отобран в 200 м от современного уровня языка ледника), криокониты из криоконитовых стаканов и их скопления на леднике, остатки мхов отмытые из криоконитового материала с поверхности ледника (рис. 3).

Материал криоконитов имел многопорядковую гранулярную структуру (от двух до четырех уровней организации). Число уровней зависело от локальных условий и расположения материала на поверхности ледника — область аккумуляции, центральная часть, область абляции, участки, прилегающие к боковой морене. В одном криоконитовом стакане встречались гранулы разного размера. Органическое вещество криоконита было преимущественно темноокрашенным.

Криоконитовый материал активно перемещался по поверхности ледника с водными потоками. Криоконитовые стаканы имели диаметр от сантиметра с глубиной в несколько сантиметров до нескольких дециметров в диаметре и глубиной до 20 см и иногда более. По мере протаивания “стаканы” могли объединяться, образуя комплексы и провоцируя формирование временных водотоков, переносящих материал вниз по поверхности ледника. Материал также накапливался в протяженных трещинах и по берегам крупных промоин. По мере накопления значительных объемов органико-минерального вещества ближе к языку ледника и боковой морене формировались “кучи” и “гряд-

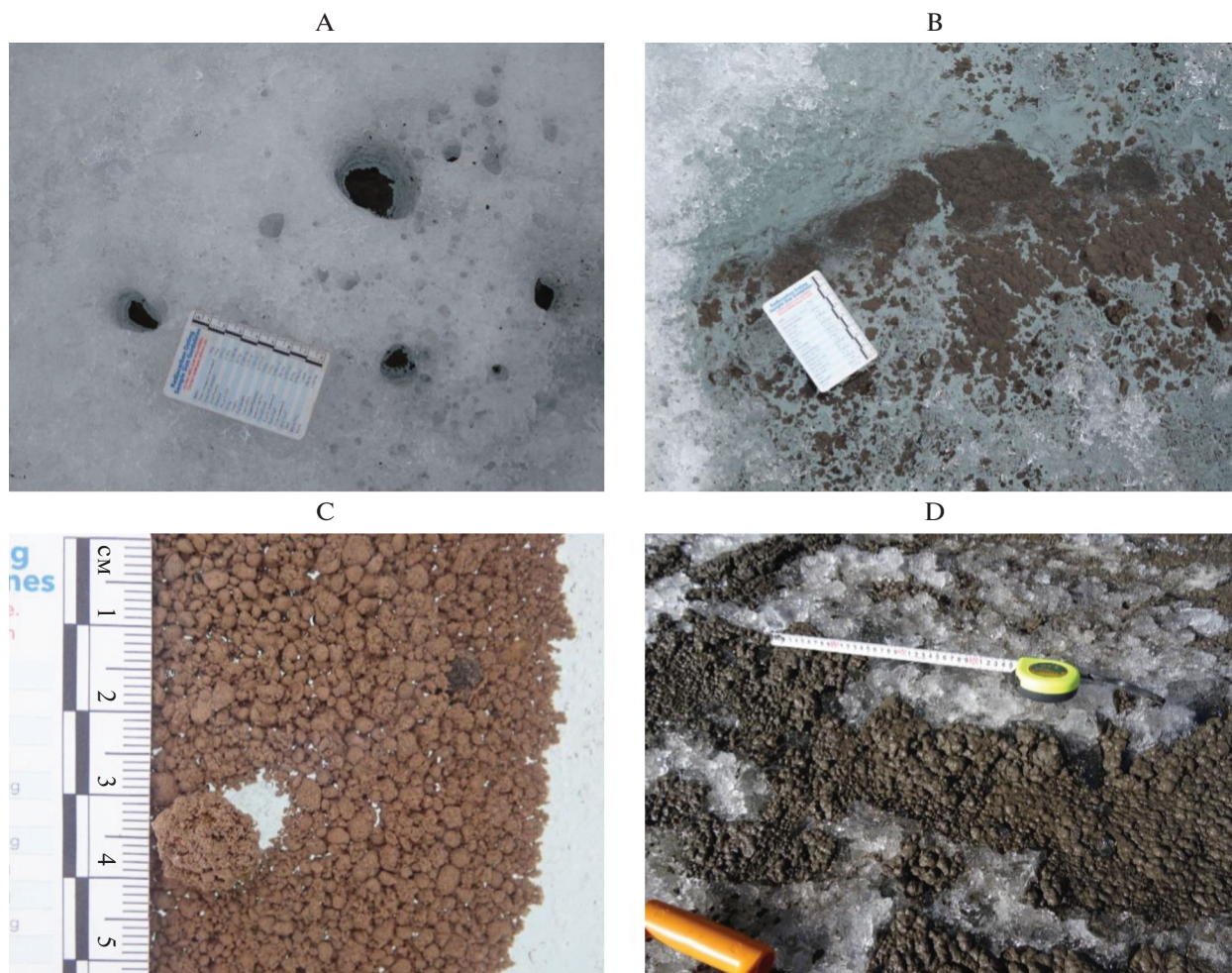


Рис. 3. Морфологические формы криоконитового материала на леднике Альдегонда: А — криоконитовые стаканы; В — скопление криоконитовых стаканов; С — гранулярная организация криоконитового материала в криоконитовом стакане; D — свежевытаивший материал криоконита на поверхности ледника.

ки”. Диаметр таких скоплений мог достигать нескольких метров.

Время экспонирования и пространственная конфигурация криоконитовых комплексов зависели от внешних условий. Начало экспонирования было приурочено к середине июня, конец — к середине сентября, после чего происходило накопление отложений на поверхности, вероятно участвующих в формировании криоконитов следующего года. При этом площади, занятые отложениями на дневной поверхности, значительно менялись в течение всего теплого периода (рис. 4). На снимке 30.07.2020 г. площадь распространения отложений составляет 69% от всей поверхности ледника, максимально зафиксированная в 2020 г. по снимкам Sentinel-2. По состоянию на 31.07.2020 г. видимая площадь уменьшилась до 57%; затем происходило дальнейшее уменьшение площади, занятой органо-минеральными отложениями на леднике. К концу августа было замечено по-

вторное увеличение площади, до 64%, по состоянию на 23.08.2020 г. Результаты обработки материалов дистанционного зондирования выявили изменчивость площадей даже в пределах кратких периодов. Следует отметить наличие устойчивых зон экспонирования отложений на поверхности ледника, приуроченных к срединным моренам, трещинам, водотокам, а также зоне абляции.

Полевые исследования в *перигляциальной* зоне показали, что после отступления ледника процессы почвообразования наиболее активно протекают на отдельных участках в средней части ледникового ложа, где при таянии льда образовался мелкогрядовый рельеф и формировались временные озерца (лужи), в которых оседал привнесенный с ледника тонкодисперсный криоконитовый материал. Такие ниши благодаря положению в рельефе хорошо защищены от воздействия ветра, что не дает возможности мелкозему перемещаться и позволяет поселиться лишайникам, мхам и



Рис. 4. Поверхность ледника Альдегонда по результатам классификации космических снимков Sentinel-2 методом К-средних (общий вид ледника представлен на рис. 1): А – 30.06.2020 (26% – здесь и далее в скобках приведена площадь отложений на поверхности ледника в % от общей площади ледника); В – 30.07.2020 (69%); С – 31.07.2020 (57%); D – 01.08.2020 (53%); E – 02.08.2020 (57%); F – 03.08.2020 (50%); G – 04.08.2020 (51%); H – 23.08.2020 (64%); I – 25.08.2020 (55%). Синим цветом показан лед/фирн, серым – видимые отложения на поверхности ледника.

сосудистым растениям. Именно в таких местах при участии криоконитового материала мы наблюдаем “быстрый старт” почвообразования при отступании ледника.

В соответствии с данными Аны Навас [34], полученными для изучаемого ледника, донная и свежая абляционная морена являются преобладающей зоной ледника Альдегонда. Тем не менее, вклад супрагляциальных седиментов (включая криокониты) также оценивается как существенный (в среднем $11 \pm 8\%$) и в самой ближней приледниковой зоне локально может достигать 25–31%.

На морене 16–18-летнего возраста описаны почвы мощностью от 10 до 15 (20 см) (рис. 5, А). Глубина почвенного профиля лимитируется количеством криоконита, отложившегося при таянии ледника в аккумулятивных позициях микро-рельефа. Почвы формируются под мохово-ли-

шайниковым растительным покровом, также представлены единичные травянистые растения, прежде всего камнеломка. Профиль почвы состоит из гумусово-слаборазвитого горизонта W, который подстиляется суглинистыми отложениями (криоконитовым материалом), в нижней части профиля встречаются единичные следы оглеения, проявление которого, в целом, характерно для почв Западного Шпицбергена [9]. Почвы, сформированные на морене возрастом около 70 лет (рис. 5, В), имеют схожее строение. Эти почвы можно отнести к пелоземам гумусовым глееватым и пелоземам гумусовым [5]. На морене возрастом более 100 лет формируются серогумусовые почвы (рис. 5, С). В качестве фонового нами исследован разрез на морской террасе под ивково-ожиково-моховой тундрой, также представленный серогумусовой среднесуглинистой почвой с близким залеганием мерзлоты (рис. 5, D), подробно эти почвы описаны в [9].

Исследование на микроуровне (в прозрачных шлифах) показали, что переотложенный на морене материал криоконита представляет собой колломорфную глинисто-органическую массу с элементами слоистости. Исходя из полевых и микроморфологических наблюдений, по гранулометрическому составу этот материал можно отнести к среднему опесчаненному суглинку, который представлен как продуктами выветривания *in situ*, так и принесенными, в основном ветром, с удаленных территорий. Минеральная часть состоит из мелких зерен первичных и глинистых минералов.

Хорошо сортированный материал чередуется со слоями, обогащенными коагулированным органическим веществом и большим количеством мелких органических включений — корней, углефицированных обрывков тканей (рис. 6, А, В). В микростроении горизонта W на 16-летней морене выявляются элементы, унаследованные от криоконита (в отдельных зонах наблюдается остаточная микрослоистость, рис. 6, Е, F), также много остатков слабо разложенных мелких корней, ризоидов мхов. Однако этот материал значительно более гомогенизирован (рис. 6, С, D) по сравнению с исходным криоконитом, что связано с его переотложением, последующим почвообразованием, когда происходила трансформация и минерализация органической составляющей криоконита при сохранении наиболее консервативного материала углистых частиц, а также с криогенными процессами, при которых образовались непрочные крупно-плитчатые агрегаты (рис. 6, С, D). Микростроение органо-аккумулятивного горизонта почвы, развивающейся на 70-летней морене, показывает более отчетливую криогенную сепарацию частиц по размерности (рис. 6, G, H). На микроуровне в отдельных микроразонах отчетливо видна агрегирующая роль корней мхов и лишайников, которые являются своеобразными ловушками для пылеватого золотого материала с формированием мелких комковатых агрегатов (рис. 6, I, J). Таким образом, микростроение почв на разновозрастных моренных отложениях свидетельствует, что криоконитовый материал является своеобразной дополнительной составляющей почвообразующей породы, а его морфологические признаки сохраняются в почвенном профиле как минимум первые десятки лет. Основным процессом переорганизации минеральной массы является криогенная дифференциация материала; существенная часть органического вещества наследуется от криоконитов.

Органическое вещество криоконитов и почв. Содержание углерода и азота. Содержание органического углерода в образцах криоконита, отобранного с поверхности ледника, варьирует от 1.47 до 4.64%, азота — от 0.13 до 0.23% (табл. 1). В почвах на морене 16–18-летнего возраста содер-

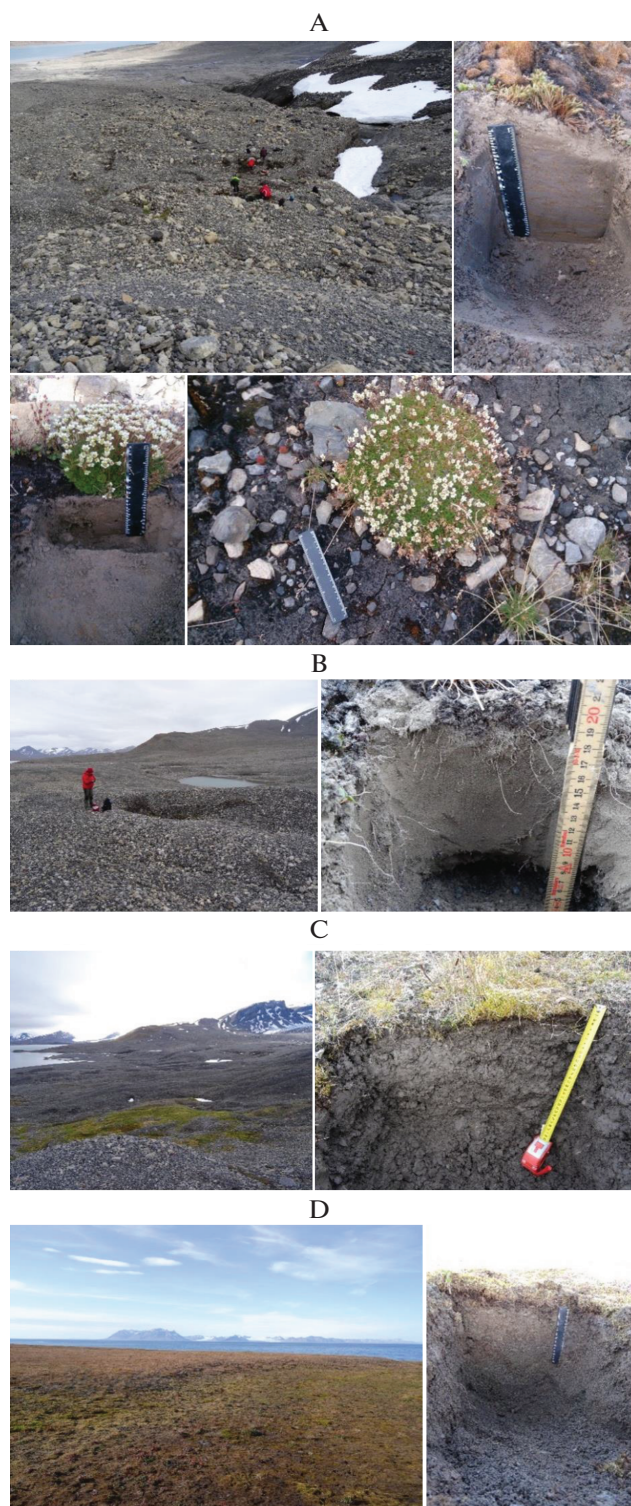


Рис. 5. Морфологический облик и положение в ландшафте исследованных почв. А — почва на морене 16–18-летнего возраста; В — почвы на морене 70-летнего возраста; С — почва на морене >100-летнего возраста; D — почва на морской террасе.

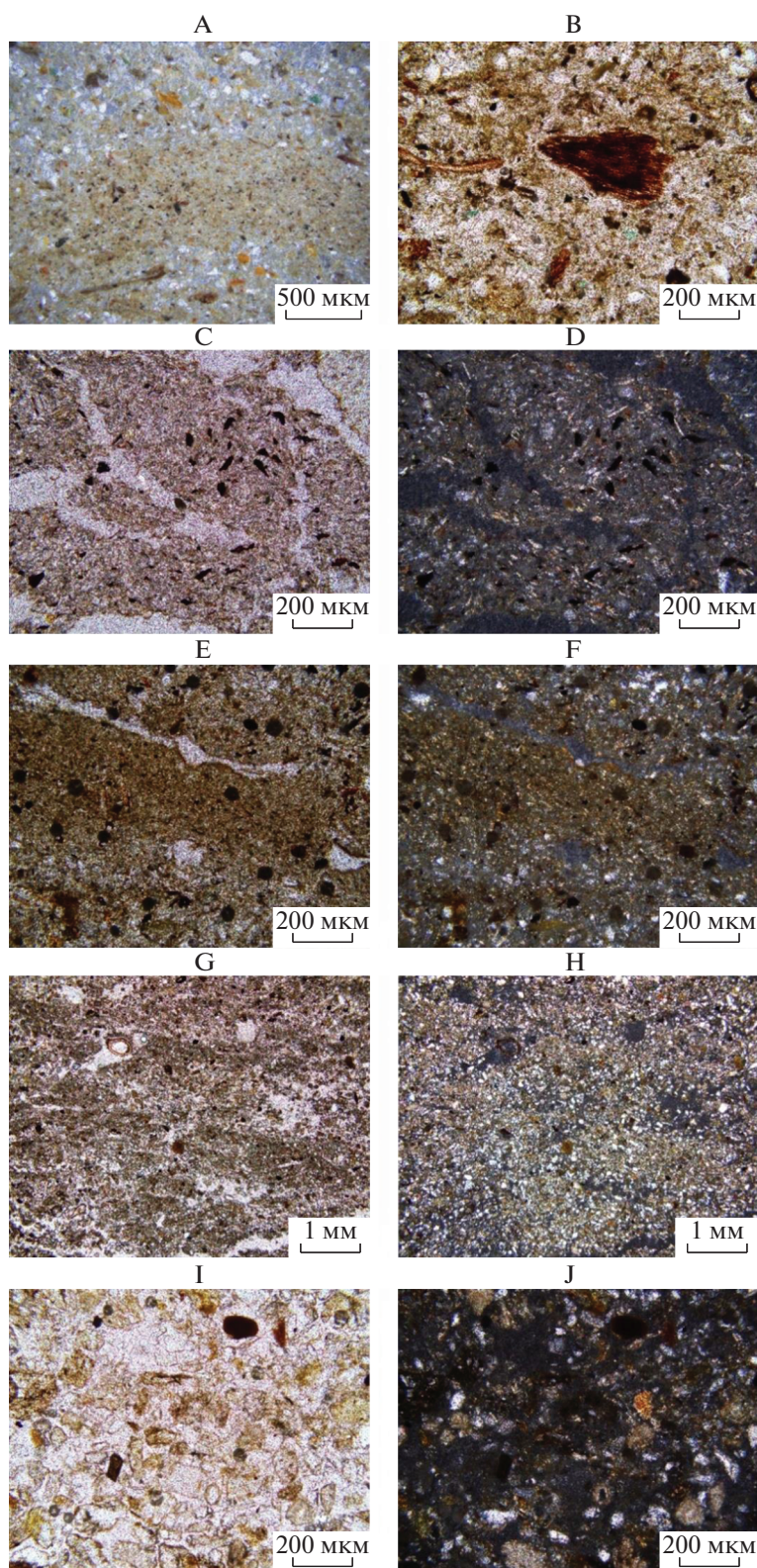


Рис. 6. Элементы микростроения материала криоконита и почв: А – материал криоконита, элементы слоистости; В – материал криоконита, мелкие органические включения (корни, обрывки тканей); С – николи ||, D – николи X – почва на морене 16–18-летнего возраста, остаточная микрослоистость, остатки слаборазложившихся мелких корней, ризоидов мхов; Е – николи ||, F – николи X – почва на морене 16–18-летнего возраста, сепарация материала по размерности, остаточная слоистость, обилие органического материала; G – николи ||, H – николи X – почва на морене 70-летнего возраста, элементы криогенной структуры; I – николи ||, J – николи X – микростроение горизонта W, общий вид материала, комковатые агрегаты.

Таблица 1. Содержание углерода и азота и соотношение стабильных изотопов углерода в изученных почвах и криоконитовом материале

№ образца	Глубина, см	C	N	C/N	C/Natm	$\delta^{13}\text{C}$, ‰
		%				
Почва 1 на морене 18-летнего возраста						
—	0–1	2.54	0.14	18.14	21.23	–24.6
—	1–5	1.90	0.12	15.83	18.53	–24.3
—	5–10	2.10	0.13	16.15	18.90	–22.1
—	10–15	2.13	0.14	15.21	17.80	–21.8
Почва 2 на морене 18-летнего возраста						
—	0–1	2.10	0.14	15.00	17.55	–24.1
—	1–5	2.11	0.13	16.23	18.99	–22.3
—	5–10	1.99	0.12	16.58	19.40	–25.6
Почва на морене 70-летнего возраста						
—	0–1	1.40	0.06	23.33	27.30	–24.7
—	1–4	1.27	0.03	42.33	49.53	–24
—	4–17	1.82	0.14	13.00	15.21	–23.1
Почва на морене 100-летнего возраста						
—	2–10	2.77	0.1	27.70	32.41	–24.5
—	10–15	1.01	0.04	25.25	29.54	–23.1
—	15–25	1.00	0.09	11.11	13.00	–22.8
Почва на третьей морской террасе без участия ледникового материала						
—	3–7	2.20	0.10	22.00	25.74	–22.3
—	7–15	1.2	0.07	17.14	20.06	–22.8
—	15–25	1.34	0.12	11.17	13.07	–22.7
Криоконитовый материал с ледника						
1	—	2.78	0.15	18.53	21.29	–24.5
2	—	2.73	0.15	18.20	21.29	–21.5
3	—	2.67	0.15	17.80	20.83	–25.23
4	—	1.47	0.13	11.31	13.23	–27
5	—	4.64	0.21	22.10	25.85	–25.83
6	—	4.63	0.23	20.13	23.55	–21.91
7	—	2.36	0.13	18.15	21.24	–24.06
8	—	2.42	0.17	14.24	16.66	–22.69

Примечание. C/N – это приборное соотношение, C/Natm – это атомное (или молярное) соотношение.

жание углерода достаточно монотонно по всему профилю и варьирует в пределах от 1.90 до 2.54%, азота – от 0.12 до 0.14%. Для почвы на морене 70-летнего возраста содержание углерода заметно меньше и меняется в пределах от 1.27 до 1.82%, содержание азота – от следовых до 0.14%. Почва на морене столетнего возраста и почва на морской террасе содержат 2.77 и 2.20% углерода в верхней части профиля и около 1% глубже по профилю, содержание азота варьирует от 0.07 до 0.12%. В целом как содержание углерода, так и обеспеченность азотом в криоконитовом материале и в почве, формирующейся на молодой море-

не, больше, чем в почвах, развивающихся вне современной перигляциальной зоны (на столетней морене, на морской террасе), особенно если учитывать время экспонирования поверхностей для актуального почвообразования, для почв развивающихся на разновозрастных моренах.

Стабильные изотопы углерода – $\delta^{13}\text{C}$. Изотопный состав углерода органического вещества (**ОВ**) в изученных объектах располагается в диапазоне от –21.50 до –25.83‰ (табл. 1, рис. 7). Если рассматривать материал криоконитов и почв, формирующихся на разновозрастных моренах, то наиболее легкий изотопный состав углерода фикс-

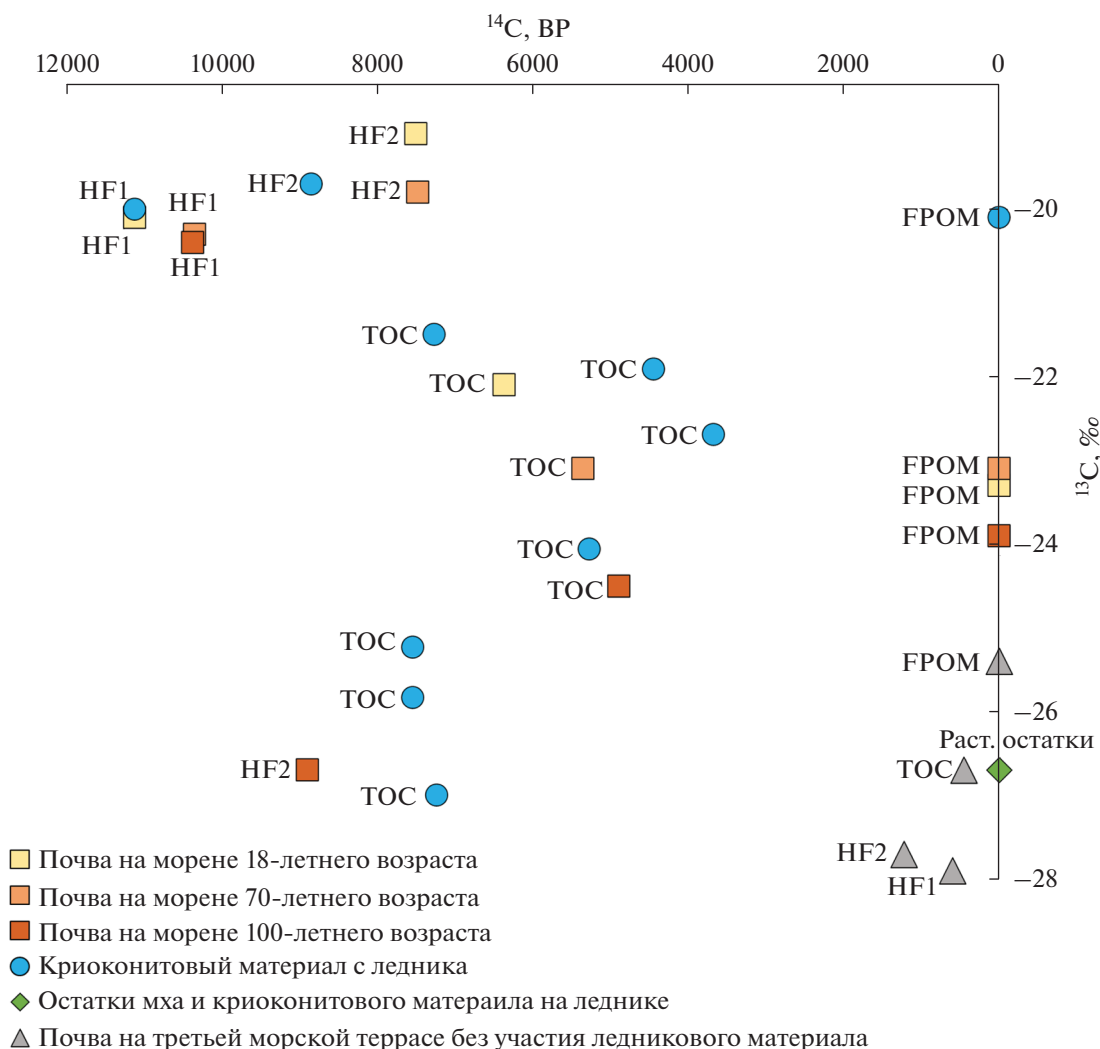


Рис. 7. Радиоуглеродный возраст и изотопный состав углерода исследованных объектов. Примечание: ТОС — общий органический углерод; FPOM — фракция свободного органического вещества $<1.6 \text{ г/см}^3$, HF₁ — тяжелая фракция $1.8\text{--}2.2 \text{ г/см}^3$, HF₂ — тяжелая фракция $>2.2 \text{ г/см}^3$, связанная с минеральной составляющей.

сируется у криоконитового материала, однако диапазон варьирования значений достаточно широкий от -21.5 до -25.83‰ и совпадает с диапазоном для всех объектов. Изотопный состав углерода исследуемого криоконитового материала тяжелее, чем ранее полученные значения для криоконитов с ледников Аляски $-26.3 \pm 0.9\text{‰}$ [31] и пересекается с данными по изотопному составу криоконитов с других ледников Шпицбергена $-25.49 \pm 0.25\text{‰}$ [29]. Источники углерода в супрагляциальных системах могут быть разнообразны — СЗ растения, микробы и, возможно, органический углерод осадочных пород, при этом изотопный состав углерода микробных сообществ может быть весьма разнообразным, например, вследствие различных механизмов фотосинтеза [29], что по всей видимости и может обуславливать широкий диапазон значений $\delta^{13}\text{C}$ для материала

криоконитов с ледника. Некоторое фракционирование углерода в сторону утяжеления изотопного состава в почвах, развивающихся на моренах, может быть связано с усилением процессов преобразования ОВ, связанного в основном с фракционированием в процессе микробного дыхания и минерализацией органического ОВ, что многократно было показано для разных типов почв [8].

Радиоуглеродные данные — ^{14}C . Результаты радиоуглеродного датирования представлены в табл. 2. Для материала криоконита с ледника и горизонтов почв, сформированных на разновозрастных моренах, датирование по общему органическому углероду (ТОС), показало, что мы имеем дело с органическим веществом возрастом в несколько тысяч лет. От 8240 ± 30 радиоуглеродных лет назад (^{14}C уг BP) для материала криоконита до

Таблица 2. Радиоуглеродный возраст и состав стабильных изотопов углерода в денситометрических фракциях почв и криоконитов

№ образца	Фракция	¹⁴ C уг., ВР (1σ)/F ¹⁴ C	C	N	C/Natm	δ ¹³ C, ‰
			%			
Почва 1 на морене 18-летнего возраста, 5–10 см						
—	ТОС	6370 ± 30	2.1	0.13	18.9	–22.1
—	<1.6 (FPOM)	1.008 ± 0.003	—	—	—	–23.3
—	1.8–2.2.HF1	11 120 ± 40	—	—	—	–20.1
—	2.2.HF2	7500 ± 30	—	—	—	–19.1
Почва на морене 70-летнего возраста, 5–10 см						
—	ТОС	5350 ± 30	1.82	0.03	70.37	–23.1
—	<1.6 (FPOM)	1.014 ± 0.003	—	—	—	–23.1
—	1.8–2.2.HF1	10 350 ± 45	—	—	—	–20.3
—	2.2.HF2	7480 ± 40	—	—	—	–19.8
Почва на морене 100-летнего возраста, 10–15 см						
—	ТОС	4890 ± 30	1.01	0.04	29.54	–24.5
—	<1.6 (FPOM)	1.052 ± 0.002	—	—	—	–23.9
—	1.8–2.2.HF1	10 380 ± 30	—	—	—	–20.4
—	2.2.HF2	8900 ± 50	—	—	—	–26.7
Почва на третьей морской террасе без участия ледникового материала, 3–7 см						
—	ТОС	450 ± 20	1.2	0.07	20.06	–26.7
—	<1.6 (FPOM)	1.052 ± 0.002	—	—	—	–25.4
—	1.8–2.2.HF1	600 ± 20	—	—	—	–27.9
—	2.2.HF2	1220 ± 20	—	—	—	–27.7
Остатки мха и криоконитового материала на леднике						
—	Растительные остатки 1	1.235 ± 0.004	—	—	—	—
—	Растительные остатки 2	1.591 ± 0.004	—	—	—	–26.7
Криоконитовый материал с ледника						
1	ТОС	8240 ± 30	—	—	—	–24.5
1	<1.6 (FPOM)	0.992 ± 0.001	—	—	—	–20.1
1	1.8–2.2.HF1	11 120 ± 40	—	—	—	–20
1	2.2.HF2	8850 ± 30	—	—	—	–19.7
2	ТОС	7270 ± 30	2.73	0.15	21.29	–21.5
3	ТОС	7540 ± 25	2.67	0.15	20.83	–25.23
4	ТОС	7235 ± 20	1.47	0.13	13.23	–27
5	ТОС	7540 ± 25	4.64	0.21	25.85	–25.83
6	ТОС	4445 ± 20	4.63	0.23	23.55	–21.91
7	ТОС	5270 ± 20	2.36	0.13	21.24	–24.06
8	ТОС	3675 ± 20	2.42	0.17	16.66	–22.69

6370 $\pm$ 30, 5350 $\pm$ 30, 4890 $\pm$ 30 радиоуглеродных лет назад для ОВ почв на 16, 70, 100-летних морен соответственно. Растительные остатки мохообразных, вытаявшие из криоконитовых стаканов, имеют значение F ^{14}C > 1, то есть современный возраст и сформировались 30–70 лет назад. Возраст горизонта АУ фоновой почвы составляет 450 $\pm$ 20 радиоуглеродных лет назад (^{14}C уг ВР).

Было выполнено разделение ОВ по денситометрическим фракциям для всех исследованных образцов. Наиболее легкая фракция FPOМ (свободного органического вещества) для всех изученных объектов имеет значение F ^{14}C > 1, то есть представлена наиболее “короткоживущим” ОВ. Средний возраст этого органического вещества составляет около 30–100 лет. Эти фракции для

почв, развитых на разновозрастных моренах, имеют близкий изотопный состав углерода около -23.0‰ , чуть более тяжелый для материала криоконита -20.1‰ и облегченный для почвы на морской террасе -25.4‰ . Возраст первой тяжелой фракции HF_1 для почв на разновозрастных моренах и криоконитового материала составляет более 10000 радиоуглеродных лет (табл. 2, рис. 7). Для фоновой почвы возраст этой фракции составляет 600 ± 20 ^{14}C уг. ВР. Изотопный состав углерода этой фракции в криоконитовом материале и в ОВ почв на моренах чуть более тяжелый, чем во фракции F_{FROM} — в среднем около -20.0‰ . Тяжелая фракция HF_2 (связанная с минеральной составляющей) для почв на разновозрастных моренах и криоконитовом материале имеет достаточно древний радиоуглеродный возраст более 7000 лет и чуть более тяжелый изотопный состав — около -19.0‰ . Для почвы на морской террасе эта фракция самая древняя и имеет радиоуглеродный возраст 1200 ± 20 радиоуглеродных лет. Радиоуглеродный возраст почвы на морской террасе соответствует представлениям о радиоуглеродном возрасте ОВ почв высокой Арктики, которые были получены ранее [21].

Мы видим, что за исключением фракции “свободного органического вещества” все остальные фракции ОВ объектов с участием криоконитового материала значительно древнее, чем у почвы, развивающейся без влияния “ледникового углерода”. Наиболее древней фракцией в ряду изученных для объектов с участием криоконитового материала является фракция HF_1 — первая тяжелая фракция. В этой фракции, как известно, преобладают органо-минеральные комплексы, ОВ преимущественно связано с положительно заряженными минералами и характеризуется большой стабильностью [4]. В целом древний радиоуглеродный возраст ОВ, связанного с криоконитовым материалом, показывает, что почвы на разновозрастных моренах наследуют углерод “ледникового” происхождения. Криоконитовый материал представлен разновозрастным ОВ разного происхождения. Одним из источников углерода в материале криоконитов может быть ОВ почв, формировавшихся до периода последней трансгрессии ледников, связанной с малым ледниковым периодом, которое было захоронено в теле ледника при его наступлении [23, 25]. Часть углерода связана с образованием ОВ *in situ* в криоконитовых стаканах — на это указывает утяжеление изотопного состава углерода в материале криоконита и почв, сформированных на криоконитовом материале, по сравнению с изотопным составом фоновой почвы морской террасы. Как мы уже писали, в литературе данные о радиоуглеродном возрасте ОВ криоконитов сильно варьируют. Полученные результаты в целом коррелируют с возрастом как

криоконитового материала ледников Аляски [31], где ^{14}C возраст варьирует от 1000 до 15000 радиоуглеродных лет, так и криоконитов в Антарктиде (Земля Королевы Мод) [30] — 4600–11000 радиоуглеродных лет.

Наиболее противоречивыми представляются варианты, когда в свойствах криоконитового материала сочетаются высокая степень биогенности (например, образец 5 табл. 2: 4.64% C; 0.21% N; C/N = 25.85; $\delta^{13}\text{C} = -25.83\text{‰}$) и древний возраст (образец 5 табл. 2: 7540 ± 25 ^{14}C ВР по ТОС). Как правило, высокое содержание ОВ в криоконитовом стакане связано с обильной микробной биомассой. Вероятно, структура микробного сообщества смещена в сторону гетеротрофных микроорганизмов, которые используют и “рециркулируют” древний углерод [14] наряду с современным, синтезированным цианобактериями.

Одним из объяснений древнего возраста криоконитов может быть также присутствие в исследуемых образцах геологического углерода, например микрочастиц ископаемого угля, который не содержит ^{14}C и имеет значение $\delta^{13}\text{C}$, в близком диапазоне, что и органическое вещество наземных экосистем (-25 до -30‰). Однако мы знаем, что примесь 1% мертвого углерода (без ^{14}C вне зависимости от возраста этих отложений) дает ошибку около 80 ^{14}C лет ВР. Добавка 50% геологического углерода в датированный образец дает удревнение, равное примерно одному периоду полураспада ^{14}C , что составляет 5700 лет. В случае полученных данных, даже если допустить примесь тонкодисперсного углистого материала в анализируемых образцах, объяснить этим столь древний для криоконитов радиоуглеродный возраст невозможно, особенно учитывая, что наиболее древние даты получены для тяжелых органо-минеральных фракций, а микроморфологически столь значительная примесь геологического углерода не обнаруживается.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Материал криоконитов, который поступает в приледниковую область в результате абляции, обладает специфическими свойствами ОВ и влияет на почвообразование как на отдельных скоплениях криоконитового материала, так и в приледниковой зоне в целом. Например, криоконитовый материал становится значимым источником углерода и азота на первых этапах почвообразования, своеобразным катализатором почвенных процессов на поверхностях, только что освободившихся от льда. За первые десятки лет на криоконитах, переложенных в приледниковой зоне ледника Альдегонда, формируются обогащенные биогенными элементами почвы с развитым органо-аккумулятивным горизонтом и общей мощно-

стью профиля 15–20 см. При отсутствии криоконитового материала время, необходимое для запуска почвообразовательных процессов на освободившихся ото льда поверхностях, значительно больше, а формирование аналогичного профиля почвы может занимать первые сотни лет. В условиях Шпицбергена почвы с развитым профилем на моренах схожего возраста (около 70 лет) встречаются лишь в случае их наследования от прошлых внеледниковых эпох почвообразования.

Исследования радиоуглеродного возраста органического вещества криоконитов показали, что его генезис неоднороден. Это связано с разными источниками органического углерода в супрагляциальных системах. С одной стороны, поверхность ледника — это ловушка для атмосферных аэрозолей, несущих тонкодисперсный органико-минеральный материал разного возраста с близлежащих и отдаленных территорий. С другой стороны, существенная часть органического вещества продуцируется микробными автотрофами в криоконитовых стаканах *in situ*. Представляется также вероятным, что наиболее древнее органическое вещество (достаточно стабильное) вытает из более глубоких (старых) слоев ледника и многократно перемещается с водными потоками. Поверхность ледников в Арктике сейчас быстро обновляется и большинство ледников имеют отрицательный масс-баланс. Изменения ледника Альдегонда способствуют “притеканию” на язык ледника древнего льда, который, несет и древний органический углерод.

Почвообразование на криоконитах свидетельствует о дополнительной биогеохимической связи между супрагляциальной и перигляциальной зонами ледника, что представляется критичным в условиях быстрого отступления ледников Арктики. Скорости почвообразования при поступлении “ледникового” углерода существенно превышают скорости почвообразования без такового. Этот факт необходимо учитывать при построении моделей трансформации ОВ почв высоких широт в условиях климатических изменений.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ в рамках научного проекта № 20-17-00212 (радиоуглеродное датирование, изотопные исследования, микроморфология), в рамках темы Государственного задания № 0127-2019-0009 (полевые исследования и первичная обработка полевого материала).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисик А.Л., Новиков А.Л., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Веркулич С.Р. Структура и динамика ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) по данным повторных георадиолокационных исследований 1999, 2018 и 2019 годов // Лед и снег. 2021. Т. 61. № 61. С. 26–37. <https://doi.org/10.31857/S2076673421010069>
2. Геннадиев А.Н. Изучение почвообразования методом хронорядов (на примере почв Приэльбрусья) // Почвоведение. 1978. № 12. С. 33–43.
3. Геннадиев А.Н. Почвы и время: модели развития. Изд-во Моск. ун-та, 1990. 232 с.
4. Дымов А.А., Милановский Е.Ю., Холодов В.А. Состав и гидрофобные свойства органического вещества денсиметрических фракций почв Приполярного Урала // Почвоведение. 2015. № 11. С. 1335–1345. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15110052>
5. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 341 с.
6. Королева Н.Е. Растительность // Флора и растительность побережья Грен-фьорда (архипелаг Шпицберген). Апатиты, 2008. С. 11–39.
7. Мавлюдов Б.Р., Кудиков А.В. Изменение ледника Альдегонда с начала XX в. // Вестник Кольского научного центра РАН. 2018. Т. 10. № 3. С. 152–162.
8. Моргунов Е.Г., Ковда И.В., Рысков Я.Г., Олейник С.А. Возможности и проблемы использования методов геохимии стабильных изотопов углерода в почвенных исследованиях // Почвоведение. 2008. № 3. С. 299–310.
9. Переверзев В.Н., Литвинова Т.И. Почвы морских террас и коренных склонов на побережьях фьордов острова Западный Шпицберген // Почвоведение. 2010. № 3. С. 259–269.
10. Терехов А.В., Тарасов Г.В., Сидорова О.Р., Демидов В.Э., Анисимов М.А., Веркулич С.Р. Оценка баланса массы ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) в 2015–2018 гг. на основе модели ArcticDEM, геодезических и гляциологических данных // Лед и снег. 2020. Т. 60. № 2. С. 192–200. <https://doi.org/10.31857/S2076673420020033>
11. Anesio A.M., Hodson A.J., Fritz A., Psenner R., Sattler B. High microbial activity on glaciers: importance to the global carbon cycle // Global Change Biology. 2009. V. 15. № 4. P. 955–960. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01758.x>
12. Anesio A.M., Laybourn-Parry J. Glaciers and ice sheets as a biome // Trends in Ecology and Evolution. 2012. V. 27. № 4. P. 219–225. <https://doi.org/10.1016/j.tree.2011.09.012>
13. Bagshaw E.A., Tranter M., Fountain A.G., Welch K., Basagic H.J., Lyons W.B. Do cryoconite holes have the potential to be significant sources of C, N and P to downstream depauperate ecosystems of Taylor Valley, Antarctica? // Arctic, Antarctic and Alpine Research. 2013. V. 45. № 4. P. 1–15. <https://doi.org/10.1657/1938-4246-45.4.440>
14. Bardgett R.D., Richter A., Bol R., Garnett M.H., Bäumler R., Xu X., Lopez-Capel E., Manning D.A.C., Hobbs P.J., Hartley I.R., Wanek W. Heterotrophic microbial communities use ancient carbon following gla-

- cial retreat // *Biology letters*. 2007. V. 3. № 5. P. 487–490.
<https://doi.org/10.1098/rsbl.2007.0242>
15. Cook J., Edwards A., Takeuchi N., Irvine-Fynn T. Cryoconite: the dark biological secret of the cryosphere // *Progress in Physical Geography*. 2016. V. 40. № 1. P. 66–111.
<https://doi.org/10.1177/0309133315616574>
 16. Crocker R.L., Dickson B.A. Soil development on the recessional moraines of the Herbert and Mendenhall Glaciers, south-eastern Alaska // *The J. Ecology*. 1957. V. 45. № 1. P. 169–185.
 17. D'Amico M.E., Freppaz M., Filippa G., Zanini E. Vegetation influence on soil formation rate in a proglacial chronosequence (Lys Glacier, NW Italian Alps) // *Catena*. 2014. V. 113 P. 122–137.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.10.001>
 18. Dümig A., Smittenberg R., Kögel-Knabner I. Concurrent evolution of organic and mineral components during initial soil development after retreat of the Damma glacier, Switzerland // *Geoderma*. 2011. V. 163. № 1–2. P. 83–94.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2011.04.006>
 19. Ejarque E., Abakumov E. Stability and biodegradability of organic matter from Arctic soils of Western Siberia: insights from ¹³C-NMR spectroscopy and elemental analysis // *Solid Earth*. 2016. V. 7. P. 153–165.
<https://doi.org/10.5194/se-7-153-2016>
 20. Forman S.L., Lubinski D.J., Ingólfsson Ó., Zeeberg J.J., Snyder J.A., Siegert M.J., Matishov G.G. A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, Northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*. 2004. V. 23. № 11–13. P. 1391–1434.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.007>
 21. Goryachkin S.V., Cherkinskiy A.E., Chichagova O.A. The soil organic carbon dynamics on high latitudes of Eurasia using ¹⁴C data and the impact of potential climatic change. Global climate change and cold regions ecosystems. Lewis Publishers, Boca Raton, London, New York, Washington, DC, 2000, 145–160.
 22. Hood E., Fellman J., Spencer R., Hernes P., Edwards R., D'Amore D., Scott D. Glaciers as a source of ancient and labile organic matter to the marine environment // *Nature*. 2009. V. 462. P. 1044–1047.
 23. Humlum O., Elberling B., Hormes A., Fjorheim K., Hansen O.H., Heinemeier J. Late-Holocene glacier growth in Svalbard, documented by subglacial relict vegetation and living soil microbes // *The Holocene*. 2005. V. 15. № 3. P. 396–407.
<https://doi.org/10.1191/0959683605hl817rp>
 24. IPCC: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 2014. 151 p.
 25. Kabala C., Zarat J. Recent, relic and buried soils in the forefield of Werenskiöld Glacier, SW Spitsbergen // *Polish Polar Research*. 2009. V. 30. № 2. P. 161–178.
 26. Kastovska K., Elster J., Stibal M., Santruckova H. Microbial assemblages in soil microbial succession after glacial retreat in Svalbard (High Arctic) // *Microb. Ecol.* 2005. V. 50. P. 396–407.
<https://doi.org/10.1007/s00248-005-0246-4>
 27. Kwon H.Y., Jung J.Y., Kim O.S., Laffly D., Lim H.S., Lee Y.K. Soil development and bacterial community shifts along the chronosequence of the Midtre Lovén-breen glacier foreland in Svalbard // *J. Ecology and Environment*. 2015. V. 38. № 4. P. 461–476.
<https://doi.org/10.5141/ecoenv.2015.049>
 28. Lawson E.C., Wadham J.L., Tranter M., Stibal M., Lis G.P., Butler C.E.H., Laybourn-Parry J., Nienow P., Chandler D., Dewsbury P. Greenland Ice Sheet exports labile organic carbon to the Arctic oceans // *Biogeosciences*. 2014. V. 11. P. 4015–4028.
<https://doi.org/10.5194/bg-11-4015-2014>
 29. Lutz S., Anesio A.M., Edwards A., Benning L.G. Linking microbial diversity and functionality of arctic glacial surface habitats // *Environmental Microbiology*. 2017. V. 19. № 2. P. 551–565.
<https://doi.org/10.1111/1462-2920.13494>
 30. Lutz S., Ziolkowski L.A., Benning L.G. The Biodiversity and Geochemistry of Cryoconite Holes in Queen Maud Land, East Antarctica // *Microorganisms*. 2019. V. 7(6). № 160. P. 1–16.
<https://doi.org/10.3390/microorganisms7060160>
 31. McCrimmon D.O., Bizimis M., Holland A., Ziolkowski L.A. Supraglacial microbes use young carbon and not aged cryoconite carbon // *Organic Geochemistry*. 2018. V. 118. P. 63–72.
<https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2017.12.002>
 32. Meredith M., Sommerkorn M., Cassotta S., Derksen C., Ekaykin A., Hollowed A., Kofinas G., Mackintosh A., Melbourne-Thomas J., Muelbert M.M.C., Ottersen G., Pritchard H., Schuur E.A.G. Polar Regions. IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. 2019. 118 p.
 33. Mindl B., Anesio A.M., Meirer K., Hodson A.J., Laybourn-Parry J., Sommaruga R., Sattler B. Factors influencing bacterial dynamics along a transect from supraglacial runoff to proglacial lakes of a High Arctic glacier // *FEMS Microbial Ecology*. 2007. V. 59. № 307317.
<https://doi.org/10.1111/j.1574-6941.2006.00262.x>
 34. Navas A., Lizaga I., Gaspar L., Latorre B., Dercon G. Unveiling the provenance of sediments in the moraine complex of Aldegonda Glacier (Svalbard) after glacial retreat using radionuclides and elemental fingerprints // *Geomorphology*. 2020. V. 367. P. 1–13.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107304>
 35. Nordenskiöld A.E. Cryoconite found 1870, July 19th–25th, on the inland ice, east of Auleitsvik Fjord, Disco Bay, Greenland // *Geological Magazine*. 1875. V. 2(2). P. 157–162.
 36. Pessi I.S., Pushkareva E., Lara Y., Borderie F., Wilmotte A., Elster J. Marked succession of cyanobacterial communities following glacier retreat in the high Arctic // *Microbial ecology*. 2019. V. 77. № 1. P. 136–147.
<https://doi.org/10.1007/s00248-018-1203-3>
 37. Singer G.A., Fasching C., Wilhelm L., Niggemann J., Steier P., Dittmar T., Battin T.J. Biogeochemically diverse organic matter in Alpine glaciers and its downstream fate // *Nat Geosci*. 2012. V. 5. № 710(4).
<https://doi.org/10.1038/ngeo1581>

38. *Smith H., Foster R., McKnight D., Lisle J.T., Littmann S., Kuypers M.M.M., Foreman C.M.* Microbial formation of labile organic carbon in Antarctic glacial environments // *Nature Geosci.* 2017. V. 10. P. 356–359.
<https://doi.org/10.1038/ngeo2925>
39. *Solomina O.N., Bradley R.S., Hodgson D.A., Ivy-Ochs S., Jomelli V., Mackintosh A.N., Nesje A., Owen L.A., Wanner H., Wiles G.C., Young N.E.* Holocene glacier fluctuations // *Quaternary Science Reviews.* 2015. V. 111. P. 9–34.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.11.018>
40. *Stubbins A., Hood E., Raymond P.A., Aiken G.R., Sleighter R.L., Hernes P.J., Butman D., Hatcher P.G., Striegl R.G., Schuster P.* Anthropogenic aerosols as a source of ancient dissolved organic matter in glaciers // *Nat. Geosci.* 2012. V. 5. P. 198–201.
<https://doi.org/10.1038/ngeo1403>
41. *Takeuchi N.* Optical characteristics of cryoconite (surface dust) on glaciers: the relationship between light absorbency and the property of organic matter contained in the cryoconite // *Annals of Glaciology.* 2002. V. 34. P. 409–414.
<https://doi.org/10.3189/172756402781817743>
42. *Tranter M., Fountain A.G., Fritsen C.H., Lyons W.B., Priscu J.C., Statham P.J., Weich K.A.* Extreme hydrochemical conditions in natural microcosms entombed within Antarctic ice // *Hydrological Processes.* 2004. V. 18. № 2. P. 379–387.
<https://doi.org/10.1002/hyp.5217>
43. *Vilmundardóttir O.K., Gísladóttir G., Lal R.* Between ice and ocean; soil development along an age chronosequence formed by the retreating Breiðamerkurjökull glacier, SE-Iceland // *Geoderma.* 2015. V. 259. P. 310–320.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.06.016>
44. *Wang G., Jia Y., Li W.* Effects of environmental and biotic factors on carbon isotopic fractionation during decomposition of soil organic matter // *Scientific reports.* 2015. V. 5. № 11043. P. 1–16.
<https://doi.org/10.1038/srep11043>
45. *Wienrzyk P., Rola K., Osyczka P., Nicia P., Szymański W., Węgrzyn M.* The relationships between soil chemical properties and vegetation succession in the aspect of changes of distance from the glacier forehead and time elapsed after glacier retreat in the Irenebreen foreland (NW Svalbard) // *Plant and Soil.* 2018. V. 428. № 1. P. 195–211.
46. *Zarsky J.D., Stibal M., Hodson A., Sattler B., Schostag M., Hansen L.H., Jacobsen C.S., Psenner R.* Large cryoconite aggregates on a Svalbard glacier support a diverse microbial community including ammonia-oxidizing archaea // *Environmental Research Letters.* 2013. V. 8. № 3. P. 035044.
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/3/035044>
47. *Zazovskaya E., Mergelov N., Shishkov V., Dolgikh A., Miamin V., Cherkinsky A., Goryachkin S.* Radiocarbon age of soils in oases of east Antarctica // *Radiocarbon.* 2017. V. 59. № 2. P. 489–503.
<https://doi.org/10.1017/RDC.2016.75>
48. <https://sites.google.com/site/lednikirossii/home>

Cryoconites Accelerate Soil Formation after Rapid Glacier Retreat (Aldegonda Glacier, Svalbard)

**E. P. Zazovskaya¹*, N. S. Mergelov¹, V. A. Shishkov¹, A. V. Dolgikh¹, A. S. Dobryansky¹,
M. P. Lebedeva², S. M. Turchinskaya¹, and S. V. Goryachkin¹**

¹ *Institute of Geography RAS, Staromonetny per., 29, Moscow, 119017 Russia*

² *Dokuchaev Soil Science Institute, Pyzhevsky per., 7, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: zaszovsk@gmail.com

Cryoconite is an organomineral sediment on the surface of glaciers. It has predominantly an aeolian origin, demonstrates high microbial activity and contains a relatively large pool of nutrients. When glaciers retreat the cryoconite material is translocated to the periglacial zone, where it serves as a nutrient-rich and fine-textured parent rock component that promotes establishment of initial soils. Here we examine the spatial patterns of cryoconite on the surface of Aldegonda glacier (Svalbard) and investigate the further pedogenic transformation of cryoconite material in periglacial environments of this rapidly retreating glacier. The data on micromorphology, composition of carbon and nitrogen stable isotopes, and radiocarbon age of different organic matter fractions in cryoconite and cryoconite-influenced periglacial soils are being discussed. We demonstrate that soils formed on cryoconite material partially inherit its properties, and the soil formation processes can be accelerated by an order of magnitude compared to the surrounding nutrient-poor and coarse-textured till.

Keywords: supraglacial systems, Arctic, radiocarbon dating, micromorphology, stable carbon isotopes