

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.48

СУПРАГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ПОЧВЫ И ПОЧВОПОДОБНЫЕ ТЕЛА: РАЗНООБРАЗИЕ, ГЕНЕЗИС, ФУНКЦИОНИРОВАНИЕ (ОБЗОР)

© 2023 г. Н. С. Мергелов^{a, *} (ORCID: 0000-0001-5796-5960), С. В. Горячкин^a, Э. П. Зазовская^{a, c},
Д. В. Карелин^a, Д. А. Никитин^{a, b}, С. С. Кутузов^{a, d}

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

^bПочвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия

^cЦентр прикладных изотопных исследований, Университет штата Джорджия-Атенс,
Ривербенд роэд, 120, Атенс, GA30602 США

^dЦентр полярных и климатических исследований Берда, Университет штата Огайо,
Кармак роэд, 1090, Колумбус, OH43210 США

*e-mail: mergelov@igras.ru

Поступила в редакцию 17.07.2023 г.

После доработки 07.08.2023 г.

Принята к публикации 07.08.2023 г.

В XXI в. ледники стали рассматривать как отдельный биом, который приобрел особое значение в современном мире отступающего льда. В обзоре систематизированы результаты последних исследований органо-минеральных образований на ледниках, их разнообразия, генезиса, функционирования и биосферной роли. Ставится вопрос о возможности вовлечения супрагляциальных (наледниковых) органо-минеральных образований в круг объектов почвоведения, а супрагляциальная зона рассматривается как область формирования почвенных и почвоподобных тел, биогеохимические процессы в которых влияют на ледниковый биом и окружающие его ландшафты. Типизация супрагляциальных органо-минеральных образований с позиции почвоведения выявила в них признаки почвенных процессов: аккумуляции и стабилизации органического вещества (ОВ), его гетеротрофной трансформации, образования темноцветного гумифицированного ОВ и накопления остаточных твердофазных продуктов функционирования *in situ*, агрегации мелкозема и его биогенного оструктуривания, биохимического выветривания. Среди супрагляциальных образований предложено выделять предпочвы, в том числе эфемерные образования, почвоподобные тела и почвы во льду и снеге, метастабильные почвоподобные тела на криоконите и почвы с микропрофилями под моховыми сообществами на льду, а также относительно стабильные почвы с макропрофилями на мелкоземисто-обломочных отложениях с подстиланием ледников и льда, уже прекратившего движение. Легкодоступное водорастворимое ОВ, накопившееся и трансформировавшееся, в том числе в супрагляциальных почвах и почвоподобных телах, оказывает существенное влияние на перигляциальную зону, приводя к резервуарному и прайминг эффектам. Фундаментальное значение исследований супрагляциальных органо-минеральных систем велико для понимания эволюции экосистем на Земле и для построения моделей поверхностных образований внеземных тел с обширной криосферой. Супрагляциальное почвообразование — это также модельный объект для исследования формирования почв вне ледников в условиях постоянного поступления внешних органических и минеральных компонентов, вклад которых вне ледников не менее значителен, но замаскирован полиминеральным субстратом самих почв и почвообразующих пород.

Ключевые слова: органо-минеральные взаимодействия, предпочвы, криокониты, перигляциальная зона, эмиссия парниковых газов, радиоуглерод

DOI: 10.31857/S0032180X23601494, **EDN:** DQOASG

ВВЕДЕНИЕ

История ледников на Земле насчитывает как минимум 2.9 млрд лет. Об этом свидетельствуют древнейшие ископаемые морены — тиллиты кратона Каапвааль в Южной Африке [26, 249]. Ледники и скопления минерального материала на их поверхности, вероятно, возникли практически

синхронно, так как дисперсные продукты выветривания пород с легкостью переносятся ветром или гравитационными процессами и аккумулируются на льду. Микроорганизмы стали осваивать терригенные породы как минимум 3.2–2.6 млрд л. н. [50, 52, 103, 241], поэтому с самого начала на поверхности ледников, в так называемой наледниковой или супрагляциальной зоне, наряду с минеральными

ми могли накапливаться и биогенные компоненты. В связи с этим можно предположить, что супрагляциальные органо-минеральные системы могут являться очень древними образованиями. Уже на первых этапах существования ледников они могли влиять на их энергетический баланс за счет изменения альбедо и регулировать биогеохимические процессы в супрагляциальной зоне и за ее пределами. Значение супрагляциальных органо-минеральных систем существенно возрастало во времена масштабных похолоданий как в палеопротерозое (гуронская гляциоэра ~2.4–2.2 млрд л. н.), так и в неопротерозое (криогений ~0.72–0.64 млрд л. н.), когда оледенения охватывали все континенты и достигали уровня моря в тропических широтах [79, 186, 233]. Дискуссия о масштабах докембрийских оледенений продолжается [102, 113, 124], но последние палеоклиматические модели показывают, что даже в условиях, близких к Snowball Earth, на континентах никогда не было недостатка в свободных ото льда территориях [50, 101, 139], а аккумулировавшаяся на поверхности льда вулканическая и континентальная пыль могла существенно снижать альбедо [32]. Такие безледные пространства вероятно были схожи с Сухими долинами современной Антарктиды и служили источниками мелкозема. Этому есть свидетельства в осадочной летописи криогения в виде лёсситов — сохранившихся в консолидированном состоянии эоловых отложений перигляциальных обстановок [78].

Палеонтологические данные указывают на то, что несколько групп фотоавтотрофных эукариот, например, красные и зеленые водоросли [57, 88, 125, 126], появившиеся до криогения (т.е. ранее 0.72 млрд л. н.), пережили всепланетарные оледенения. В качестве рефугиумов при масштабных оледенениях наряду с гидротермальными ландшафтами, озерами и почвами безледных “оазисов” наподобие антарктических, также могли выступать абляционные ледниковые поверхности, покрытые органо-минеральными седиментами (см. ссылки в обзоре [101]). Супрагляциальная зона, по-видимому, была самым большим по площади рефугиумом для докембрийских организмов, включая протисты [62]. Организмы должны были адаптироваться к жизни в криосфере, циклам замораживания—оттаивания, высокой ультрафиолетовой нагрузке и крайне лимитированной первичной продукции органического вещества [232]. Авторы [253] обосновывают роль холодных ледниковых обстановок в эволюции наземных растений и их дальнейшей экспансии на суше, а также возможность возврата от многоклеточных форм к одноклеточным у некоторых водорослей в связи с адаптациями к условиям на ледниках. Ледники, покрытые мелкоземисто-обломочным материалом, могли выступать в качестве рефугиумов для

сосудистых растений во время четвертичных оледенений [83]. Некоторые исследователи рассматривают супрагляциальные седименты как модельные объекты для понимания условий, в которых могли существовать микроорганизмы на древней Земле, а также в качестве потенциальных аналогов супрагляциальных образований на внеземных телах, включая Марс и спутник Сатурна Титан [106, 196, 231].

Таким образом, полученные в последние годы палеонтологические и палеоклиматические данные указывают на важное значение органо-минеральных седиментов на ледниках для эволюции как отдельных организмов, так и экосистем на Земле. Сейчас мы стали современниками драматического таяния ледников, усиленного, в том числе за счет темноцветного органо-минерального материала на их поверхности, что как никогда актуализирует исследование генезиса такого материала, его разнообразия и структуры, развития в нем почвенных процессов, а также влияния на почвы и почвенные покровы, возникающие после отступления ледников.

При площади оледенения в 18 горных регионах континентальной части России 3480 км² большинство ледников ускоренно отступают, потеряв за XX и начало XXI вв. десятки процентов площади [123]. В частности, с 1960 по 2014 гг. на Кавказе освободилось ото льда 480 км² [230], ледники Эльбруса за период 1997–2017 гг. потеряли 11% площади (14 км²) [129], на Алтае с 1950-х гг. до 2008 г. ледники сократились на 27% [21]. Ледники Российской Арктики занимают в общей сложности 51592 км², и их ежегодная общая потеря массы в 2002–2016 гг. составляла около 11 Гт в год [245]. Такое отступление ледников уже давно привлекло почвоведов для изучения закономерностей и скоростей формирования почв на ледниковом материале различного возраста [9].

По нашей оценке, за последние два десятилетия международными коллективами опубликовано более 300 работ, посвященных супрагляциальным образованиям, включая криокониты (от греч. *kryos* — холод и *konis* — пыль) — темноцветные, тонкодисперсные и хорошо агрегированные органо-минеральные седименты на ледниках, которые были описаны А. Норденшельдом более 150 л. н. В это число входит несколько крупных обзоров [37, 64, 97, 98, 187].

Пионерные работы Глазовской [6, 7] по эоловым отложениям на ледниках Тянь-Шаня были выполнены в составе экспедиций Института географии АН СССР и Казахстанского филиала АН СССР за десятилетия до бума супрагляциальных исследований. Уже тогда была подтверждена возможность биогенного преобразования эолового наледникового мелкозема *in situ*, выявлено его обогащение органическим веществом за счет

развития цианобактерий и водорослей, а также формирование прочных крупитчатых агрегатов. М.А. Глазовская указывала на переотложение такого мелкозема в ближней перигляциальной зоне и не исключала возможности происхождения лёссовидных суглинков, а также покровных суглинков Русской равнины из эоловых наледниковых отложений.

При пока еще значительной площади оледенений в России мы плохо представляем разнообразие и площади супрагляциальных органо-минеральных седиментов. Отсутствует их систематическое изучение, а такой термин, как “криоконит” до последнего времени в русскоязычной научной литературе употреблялся редко.

В настоящее время опубликованы данные о водорослевых сообществах и криоконитах на леднике Аккем на Алтае [225], леднике 31 на Сунтар-Хаята [224, 226], появились данные по микроморфологии, геохимии и биохимическим свойствам супрагляциального мелкозема [2, 29, 31, 127, 128, 131] и устойчивым к антибиотикам бактериям на ледниках Кавказа [147], гранулометрическому составу криоконита с о. Большевик архипелага Северная Земля [28], радиоэкологическим и геохимическим свойствам криоконита с архипелага Новая Земля [153], потокам парниковых газов с участков ледников Кавказа и Алтая, покрытых криоконитом и другим супрагляциальным материалом [14].

Супрагляциальные системы антарктических и низкоширотных ледников также стали активно изучаться. Установлено, что в отличие от горных и арктических областей супрагляциальный органо-минеральный материал в Антарктиде оттаивает не каждый год, а возраст органического вещества, состав микробных сообществ, первичная продукция, дыхание, прирост биомассы в криоконите существенно отличаются [3, 44, 45, 55, 68, 84, 85, 145, 173, 191, 192, 205, 232, 243]. Супрагляциальные системы в районах российских антарктических станций пока слабо изучены.

В последние годы некоторые исследователи [3, 24, 30, 151, 175] стали рассматривать супрагляциальные органо-минеральные системы как почвоподобные стратифицированные образования, а также как источник обогащенного биогенными элементами материала, который поступает с ледника в перигляциальную зону и играет роль локального “катализатора” первичного почвообразования на освободившихся ото льда олиготрофных субстратах [13, 27, 162].

Пока нет глобальных оценок, какие площади занимают почвоподобные системы в снеге и льду, но, учитывая, что ледники покрывают около 10% поверхности суши [37], а постоянный и сезонный снег до 35% [154], эти площади очень значительные, даже сейчас — в период сокращаю-

щейся криосферы. Супрагляциальные почвоподобные тела могут быть рассмотрены с позиций теории экстремального почвообразования [11, 12], так как они формируются при низких температурах с продолжительным темным периодом зимой (большая часть льда сосредоточена в полярных областях) и контрастных им относительно теплых условиях при интенсивном солнечном излучении летом. Населяющие их сообщества проходят через суточные, сезонные и годовые циклы заморозания—оттаивания, испытывают смену аэробных и анаэробных обстановок, высокий уровень ультрафиолетового излучения, существуют в условиях нестабильного субстрата, лимитированного пула питательных элементов, периодически высокой обводненности и могут быть погребены под снежным покровом даже в период таяния.

Считается, что там, где заканчивается ледник, начинаются почвы. Новые междисциплинарные исследования супрагляциальных систем позволили почвоведом осознать, что там, где начинается ледник, почвы не заканчиваются (точнее не обязательно заканчиваются). Конечно, на поверхности ледника нет полноценного почвенного покрова, но в настоящий момент известно, что это область, где реализуются некоторые процессы, характерные для почв, и формируются объекты, которые могут быть отнесены как минимум к почвоподобным телам. Пока концепция супрагляциального почвообразования не сформулирована: не описано разнообразие органо-минеральных систем на ледниках с позиции почвоведения, нет понимания какие объекты на ледниках следует относить именно к почвам или почвоподобным телам, а какие таковыми не являются, что отличает наледниковые почвы от почв вне ледников, каковы их морфотипы, процессы формирования, абсолютный возраст и время пребывания, траектории эволюции и биосферные функции.

Цель настоящего обзора — обобщить современные представления о происхождении, разнообразии и трансформации органо-минеральных тел на поверхности ледников, выявить среди них потенциальные объекты почвоведения, а также описать связи супрагляциальных процессов и начальных этапов почвообразования в ближних приледниковых обстановках.

УСЛОВИЯ ДЛЯ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ НА ЛЕДНИКЕ

Такие условия возникают с появлением твердофазных примесей на поверхности ледника и формированием здесь гетерогенных систем из льда, снега, фирна, талой воды и примесных органических, минеральных и органо-минеральных компонентов. Компоненты взаимодействуют между собой, и из-за специфики среды их существенная часть переходит в водорастворимую

форму. По выражению классика изучения супрагляциальных образований, Н. Такеучи, у ледников существует “светлая” (лед—снег—фирн) и “темная” сторона. Сложность процессов на “темной” стороне ледников, т.е. в примесном темноцветном материале, по-видимому, сопоставима с таковой в других наземных системах, например в почвах. Поверхность ледника — это отнюдь не чистая зона, а так же, как почва — среда для развития организмов, фильтр для многочисленных привнесенных соединений и критическая зона на стыке взаимодействия гидросферы, атмосферы, литосферы и педосферы.

В гляциологии, в качестве наиболее важной функции наледниковых твердофазных примесей рассматривается их влияние на отражательную способность поверхности — альбедо. Такое воздействие отмечалось еще Норденшельдом [163, 164] и Нансеном [161]. Примеси усиливают прямое положительное приповерхностное радиационное воздействие, ускоряющее таяние [158, 159, 244], и называются “light-absorbing impurities” с разными вариантами перевода на русский как “светопоглощающие примеси” или “светопоглощающие частицы” [1]. Первый вариант представляется точнее, так как “частицы” могут включать крупные фрагменты и скопления органического и минерального материала, а также отдельные организмы. По сравнению с массой и объемом льда и снега эти компоненты являются именно примесными.

Светопоглощающие примеси по-разному меняют отражательные свойства снега или льда [73, 250]. Спектральные сигнатуры минеральной пыли [74, 75], водорослей [122, 214] и наледникового обломочного материала [59] различаются не только между собой, но и в пределах каждой группы в зависимости от минералогического и химического состава компонентов. Наиболее распространенными наледниковыми светопоглощающими примесями являются водоросли и цианобактерии, продукты их гетеротрофной трансформации [223], а также криокониты [73]. Особо эффективными в изменении альбедо являются частицы черного углерода [53, 92, 142] и, в меньшей степени, минеральная пыль [74, 166]. Последняя образуется либо из материалов плотных пород, либо из почв и привносится из местных и отдаленных ландшафтов, преимущественно из пустынь [132, 204].

В настоящем обзоре кратко рассматриваем неорганическое вещество на поверхности ледника, но основное внимание уделяем органическим и органо-минеральным компонентам, которые являются основой для биологического круговорота, биогеохимических преобразований и почвообразовательных процессов в супрагляциальной зоне.

Неорганическое вещество. Исследования Глазовской [6, 7] по плосковершинным приводораз-

дельным ледникам Тянь-Шаня, на которых отсутствует поступление гравитационных масс с прилегающих горных склонов, показали, что основным материалом, накапливающимся на леднике эоловым путем, является крупная и тонкая пыль. В составе пыли преобладают кварц, полевые шпаты, в значительном количестве присутствуют глинистые минералы — гидрослюды (сегодня бы написали иллит, вермикулит), у которых тонкие легкие, но широкие зерна, что способствует их ветровому переносу.

Современные исследования, выполненные на глобальном уровне [187], показали, что отложения минеральных частиц на льду, в целом, соответствуют составу поверхностных отложений литосферы. Соотношение местных и дальнепринесенных минеральных частиц сильно варьирует и зависит от абсолютной высоты и положения ледника (покровный, приводораздельный, горно-долинный). Как правило, чем ниже находится ледник, тем выше доля местного материала. На низкорасположенных ледниках минеральный материал может иметь песчаный состав или быть полидисперсным с преобладанием фракций мелкого песка и крупной пыли [28]. Геологические условия или географическая изоляция ледника определяют специфическую геохимию супрагляциального материала. Например, в криоконите ледника Керстен на стратовулкане Килиманджаро, высокое содержание редкоземельных элементов связано с обилием вулканического стекла [69]. Локально криоконит может быть обогащен кальцием или железом, при наличии поблизости карбонатных пород или экспонировании железорудных месторождений. На ледяной покров, окружающий безледные участки суши в Антарктике, эоловый материал поступает в основном из локальных источников [72].

Анализ глинистых минералов позволяет различать местный материал от дальнепринесенного [131, 170, 228]. Особенно это касается минералов — индикаторов. Например, палыгорскит свидетельствует о формировании в аридных условиях. И конечно, по сравнению с пионерными исследованиями М.А. Глазовской набор глинистых минералов на ледниках мира был существенно расширен — были найдены смектиты, смешанно-слоистые минералы, каолинит.

Так же, как в почве, экологически значимую часть вещества в криоконите составляют тяжелые металлы и радионуклиды [31, 41, 42, 111, 143, 144, 160]. Важным дополнительным индикатором источника минеральной пыли является ее изотопный состав, например, соотношение изотопов стронция указывает, откуда был привнесен материал на альпийские ледники [228].

Минеральные частицы, поступающие на поверхность ледника, часто предварительно преоб-

разованы процессами физического и химического выветривания, что увеличивает удельную поверхность для взаимодействия с живым веществом, и способствуют дальнейшему биохимическому выветриванию уже в супрагляциальной зоне [255].

Органическое вещество (ОВ). В ледниках содержится около 6 Пг (петаграмм — 10^{15} г) органического С, из них большая часть в водорастворимой форме и примерно четверть в твердофазных частицах [104]. 96–98% глобальных запасов С приходится на антарктический и гренландский ледяные щиты, 2–4% — на горные ледники. В глобальном масштабе резервуар органического С ледников существенен, хотя сильно уступает таким крупным резервуарам криосферы, как почвы мерзлотных областей (~1600 Пг). Тем не менее, при абляции ледник высвобождает большое количество легкодоступного водорастворимого ОВ, которое быстро поступает в окружающие почвы. Этот лабильный резервуар органического С пока слабо учитывается в углеродном балансе перигляциальных экосистем [104].

Супрагляциальное ОВ. На поверхности ледников ОВ [36, 91, 104, 141] накапливается за счет первичной продукции *in situ*, поступает из внешних источников при дальнем аэральном переносе, эрозии окружающих почв и осадочных пород, а также высвобождается из тела ледника при абляции [199, 212, 215]. По разнообразию форм и сложности химической структуры ОВ супрагляциальной зоны не уступает ОВ почвы.

В различных супрагляциальных органо-минеральных образованиях может содержаться от первых до десятков процентов органического С [187], а его распределение имеет пространственные закономерности в пределах одного ледника [137, 162] и между разными ледниками [91]. На поверхности ледников формируется динамичный пул органических соединений инситу микробного происхождения, привнесенных в составе растительного и почвенного материала, продуктов сжигания ископаемого топлива и биомассы, морских и микробных аэрозолей и многих других аллохтонных С-содержащих компонентов, включая, например, пылеватый материал пустынных областей [130], пестициды [81] и частицы микропластика [34].

Живое ОВ. Ледники — это отдельный биом в составе криосферы [37]. Организмы либо обитают в супрагляциальной зоне, либо используют ее как транзитную среду, все вместе вызывая эффект биоиндуцированного снижения альбедо [108], которым ранее пренебрегали на фоне влияния абиотических факторов. Живые компоненты супрагляциальной системы — это цианобактерии и эукариотические микроводоросли, мхи, сложные гетеротрофные микробные сообщества, беспозвоночные, птицы и даже крупные млекопитающие.

Прокариотические и эукариотические фотоавтотрофы составляют основу супрагляциальной экосистемы. Среди них преобладают цианобактерии, зеленые и диатомовые водоросли [119, 211]. Зеленые водоросли в снеге являются значимым плотителем С. Например, в Антарктике накапливаются в количествах от 5 до 5800 г сухой массы/м² [90], где верхний предел значений сопоставим с запасами органического С в почве. В обобщении [187] приведены наиболее часто встречающиеся таксоны фотоавтотрофов: среди цианобактерий распространены семейства *Pseudanabaenaceae* (*Leptolyngbya*, *Pseudanabaena*) и *Phormidiaceae* (*Phormidium*, *Phormidesmis*, *Wilmottia*, *Microcoleus*), среди зеленых водорослей — семейства *Mesotaeniaceae* (*Cylindrocystis*, *Ancylonema*) и *Ulotrichaceae* (*Klebsormidium*), а среди диатомовых водорослей — семейство *Naviculaceae* (*Pinnularia*, *Navicula*). Род зеленых водорослей *Chlamydomonas* семейства *Chlamydomonadales* является основной, но не единственной причиной такого распространенного явления как розовый, красный или “арбузный” снег. Например, род *Sanguina* этого же семейства также вызывает эффект красного и оранжевого снега [179].

Как и в любой наземной экосистеме автотрофные организмы существуют на ледниках в ассоциации с *гетеротрофными сообществами* бактерий, архей и грибов, а также протистами и вирусами [36–38, 119, 146]. Фотическая зона ледников содержит 10^{21} – 10^{26} клеток бактерий и архей [114, 115], а грибная биомасса достигает 10^4 – 10^5 КОЕ на 100 мл [70, 71, 108]. Среди гетеротрофов криоконитов преобладают бактерии [58, 76, 172]. Микобиоте криоконитов пока уделено мало внимания [77, 119, 149, 200], хотя известно, что обычно в криоконитах преобладают дрожжи, а не мицелиальные грибы [169, 200]. Среди микобиоты доминируют *Cryptococcus gilvessens*, *Mrakia* spp., *Rhodotorula* spp., *Phialophora alba* и *Articulospora tetracladia*. Большая часть их штаммов психрофильна и продуцирует гидралазы, активные при околонулевых температурах [200]. Этот факт доказывает, что микобиота может активно участвовать в разложении и трансформации ОВ криоконита.

Различные пигменты, например, каротиноид атаксантин [182] и фенол пурпурогаллин у водорослей [183], меланины у грибов [169], дополнительно поглощают энергию, регулируя температуру окружающей среды, высвобождая талую воду и растворенные в ней питательные элементы.

В последнее время появились данные [147, 148], что ледники являются средой обитания современных и хранилищем древних антибиотикорезистентных бактерий. По-видимому, супрагляциальная зона, так же как почва и водная среда [18], выступает в качестве резервуара генов устой-

чивости к антибиотикам, которые могут быть переданы клинически значимым бактериям путем горизонтального переноса — основной причины возникновения множественной лекарственной устойчивости.

Вирусы (отнесение их к живому ОВ здесь условно) на ледниках регулируют численность бактерий, оказывают косвенное влияние на микробную биомассу и количество ОВ в целом [38, 49, 206].

Растения и растительный материал. Наиболее известными обитателями ледников являются мхи родов *Bryum*, *Ceratodon*, *Drepanocladus*, *Racomitrium*, *Schistidium*, *Hygrohypnella*, которые существуют в виде так называемых “ледниковых мышек” — подвижных шарообразных колоний и подушек мха [4, 48, 66, 96, 107, 177]. Такие подушки мха описаны на ледниках в Южной Америке, Исландии, Шпицбергене и особенно широко на Аляске, где на леднике могут одновременно находиться сотни куртинок мха [107]. В Центральной Африке на языках отступающих высокогорных ледников распространены агрегаты протонемы (предростков) и геммы (выводковых телец), т.е. начальных фаз развития моховидных, например таксона *Ceratodon purpureus* [234].

В зависимости от расположения ледника в его супрагляциальную зону попадает разнообразный свежий растительный материал (рис. 1), богатый углеродом и азотом в виде листьев, хвои, травы, а также многочисленные пыльцевые зерна [54], которые могут переноситься по воздуху на большие расстояния.

Ввиду обилия водной фазы криокониты содержат много *простейших*, в первую очередь, инфузорий [152].

В супрагляциальной зоне обитают многочисленные *беспозвоночные* от коловраток до “ледяных” (“ледниковых”) червей [109, 198, 257], происходят регулярные атмосферные выпадения членистоногих [95]. Гетеротрофный блок криоконитов представлен такими беспозвоночными, как тихоходки (*Tardigrada*), коловратки (*Rotifera*), коллемболы (*Collembola*) и пресноводные рачки (*Branchiopoda* и *Maxillopoda*) [254]. “Ледяные” черви (*Mesenchytraeus solifugus*) оказывают влияние на биомассу водорослей: питаются ей [156] и привносят биогенные элементы, которые, наоборот, стимулируют увеличение водорослевой биомассы [110].

Биомасса *членистоногих*, особенно насекомых, богата углеродом (до 60%) и азотом (до 12%), представлена лабильными органическими соединениями, имеет низкое соотношение С : N, а в пик выпадений летом ее вклад в пул доступного С и N на леднике сопоставим со вкладом водорослей [108].

Многие *крупные животные* от копытных до кошачьих, а также птицы временно используют лед-

ники и снежники в качестве укрытия, для поиска пищи, гнездования и в качестве транзитной зоны [108]. Основное ОВ, которое привносят позвоночные — это экскременты, шерсть, перья, а также пища, в том числе трупы других животных. Также, как в почвах, на льду и снеге вблизи колоний птиц и тюленей увеличивается биопродуктивность, наблюдается обильное цветение водорослей, особенно ярко это явление выражено в Антарктике [90, 184]. Орнитогенный фактор влияет на формирование почвоподобных тел, образованных в местах скопления криоконитов [3].

Человек оказывает локальное прямое воздействие на супрагляциальную зону при туристической нагрузке [86] и научных изысканиях, а также масштабное опосредованное влияние через атмосферные выпадения поллютантов.

Мертвое ОВ ледников очень разнообразно. Наряду с ОВ микробного происхождения на ледниках присутствуют фрагменты соединений, маркирующих поступление растительного и почвенного материала; значительная часть ОВ биодоступна [199]. Состав ОВ во многом зависит от расположения, размера ледника и перигляциальной геохимии. ОВ криоконитов антарктических ледников преимущественно автохтонное, тогда как состав ОВ криоконитов в Арктике указывает на разные комбинации источников [168]. Близость лесных экосистем увеличивает количество лигнино- и таниносодержащих фрагментов, а расположение ледников на пути аэрального переноса из районов с интенсивной антропогенной нагрузкой повышает количество высококонденсированных ароматических соединений [90].

В супрагляциальной зоне ожидаемо содержится много водорастворимого органического вещества (**ВОВ**) [199]. Его концентрация во льду и снеге покровных ледников ниже, чем на поверхности горных ледников, так как последние ближе к наземным источникам С и лучше прогреваются, обеспечивая высокую доступность талой воды и повышая эффективность первичной продукции [185].

Аллохтонное ВОВ в основном состоит из химически устойчивых фрагментов гумино-, лигнино- и таниноподобных соединений и высококонденсированного ароматического С [67, 80, 215]. Автохтонное ВОВ имеет преимущественно липидный и белковый состав за счет развития водорослей и фотосинтезирующих микроорганизмов [36, 157]. Гетеротрофные бактериальные сообщества участвуют как в минерализации, так и в преобразовании лабильных форм ОВ с остаточным накоплением более устойчивых продуктов, например алициклических соединений с карбоксильными группами [36, 98, 157].

По данным ^1H ЯМР-спектроскопии, в щелочных экстрактах из криоконита ледников Антарк-

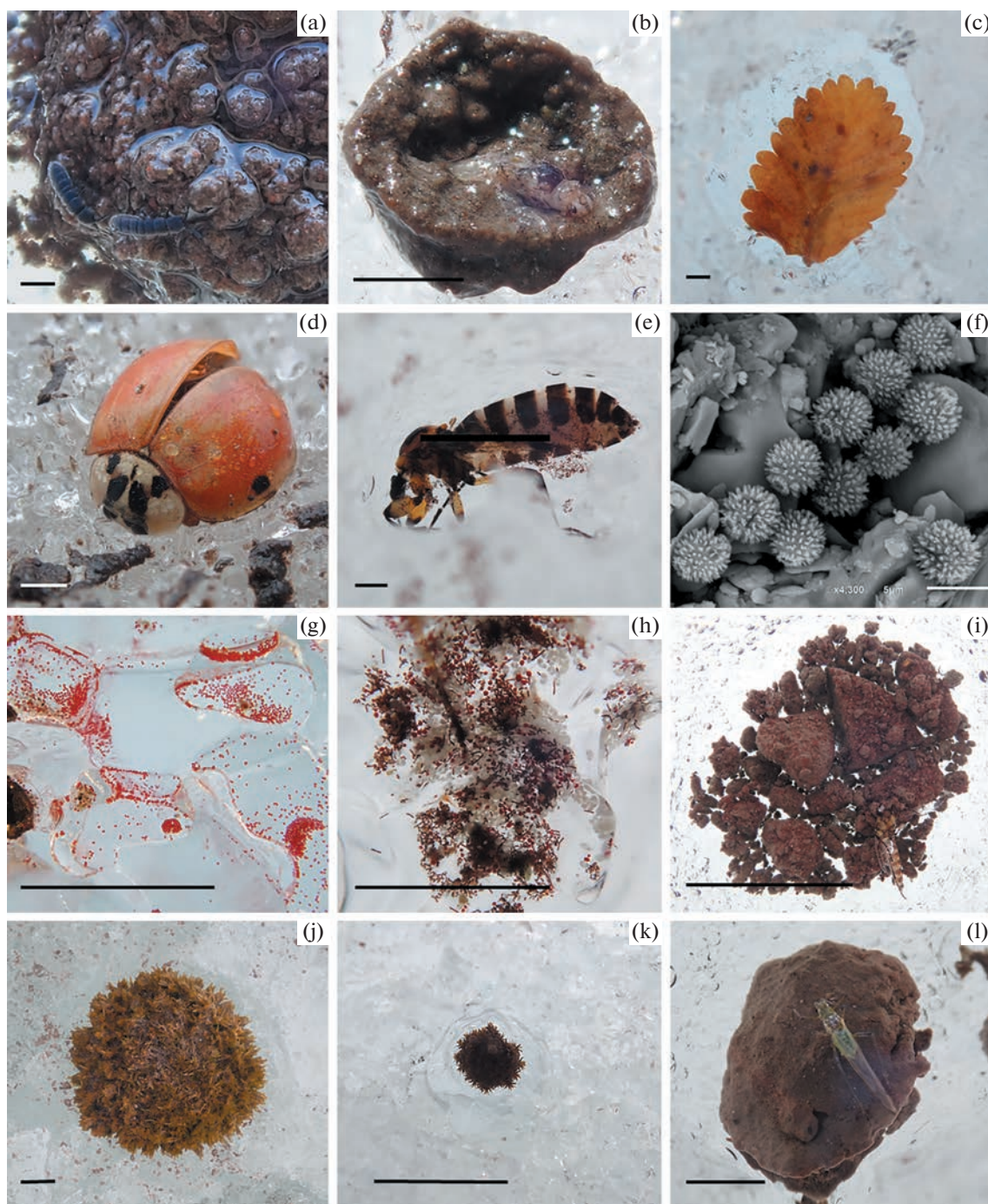


Рис. 1. Свежее ОВ супрагляциальной зоны: а — “выпас” коллембол на грануле криоконита (Гарабаши, Кавказ); б — труп насекомого внутри гранулы криоконита, фото среза гранулы (Левый Актру, Алтай); с — лист нотофагуса, втаивший в лед (Перито-Морено, Аргентина); д — труп божьей коровки (Мижирги, Кавказ); е — труп насекомого втаил в лед, сверху покрыт биопленкой водорослей *Chlamydomonas nivalis* и *Ancylonema nordenskiöldii* (Левый Актру, Алтай); ф — пыльцевые зерна в криоконите, фото со сканирующего электронного микроскопа, режим вторичных электронов (Левый Актру, Алтай); г — биопленка водорослей *Chlamydomonas nivalis* в фирне (Мижирги, Кавказ); h — многокомпонентная органо-минеральная пленка в мениске стакана протаивания, состоит из водорослей *Chlamydomonas nivalis* и *Ancylonema nordenskiöldii*, а также тонкой фракции мелкозема (Левый Актру, Алтай); i — органо-минеральный седимент на дне стакана протаивания (криоконит), покрытый биопленкой водорослей *Chlamydomonas nivalis* и труп насекомого (Левый Актру, Алтай); j — подушка мха на ледяном пьедестале, мох как термоизолятор (Бертель, Шпицберген); k — росток мха в стакане протаивания, мох как ускоритель таяния (Бертель, Шпицберген); l — насекомое на грануле криоконита в стакане протаивания (Левый Актру, Алтай). Масштабная линейка на а–е, g, h, l — 1 мм, на i–k — 10 мм, на f — 5 мкм.

тиды преобладают сигналы от белков и пептидов микробного происхождения, содержатся фосфолипидные жирные кислоты и отсутствуют биомаркеры растений за исключением мхов [168]. В изолированных районах Восточной Антарктиды [40] только во фракции ВОВ, выделенной из снега, идентифицировано более 2300 химических соединений. В них доминировали алифатические фрагменты, но в структуре десятков соединений присутствовали также конденсированные ароматические соединения. ВОВ состояло из лигниноподобных соединений, белков, жиров, ненасыщенных углеводов, углеводов и дубильных компонентов. Часть лигниноподобных соединений, по-видимому, была связана с ОВ наземного происхождения, а часть — с алициклическими соединениями, богатыми карбоксильными группами. Около 90% идентифицированных соединений (как с ароматическими, так и алифатическими фрагментами) обладало высокой биодоступностью для гетеротрофов и трансформировались микробными сообществами в краткосрочных лабораторных экспериментах посредством параллельных процессов деградации и синтеза [40]. Значительные количества легкодоступного ВОВ с высокой долей алифатических и пептидных фрагментов (например, высвобождаемые ледниками Шпицбергена и Гренландии) при поступлении в перигляциальные ландшафты могут ускорять гетеротрофную деградацию ОВ [120], т.е. приводить к прайминг-эффекту [133].

На ледниках, находящихся в окружении экосистем с доминированием сосудистых растений и развитым почвенным покровом, в составе ОВ все равно могут преобладать соединения микробного происхождения в сочетании с материалом лишайников и мхов, а не сосудистых растений. Низкие уровни молекулярных биомаркеров сосудистых растений на ледниках Аляски, указывают на то, что вклад таких источников ОВ, как леса или торфяники незначителен [215]. По данным ^1H и ^{13}C ЯМР-спектроскопии [247], ОВ криоконита с ледника Атабаска (Канадские Скалистые горы) содержало большое количество жирных кислот, *n*-алканолов, *n*-алканов, восковых эфиров и стероидов, отсутствовал лигнин, а соотношение алкильных/О-алкильных фрагментов в твердофазных ^{13}C -ЯМР спектрах отличалось от состава ОВ окружающих почв. Анализ фосфолипидных жирных кислот подтвердил значительный вклад микроорганизмов в ОВ криоконита этого ледника, в первую очередь бактерий, а также микроскопических эукариот [209]. Однако в современном и древнем льду из керна с купола Ветреный на острове Грэм-Белл архипелага Земля Франца-Иосифа [89], несмотря на отдаленное морское положение, были идентифицированы тысячи соединений, включая гуминовые (точнее гуминоподобные) вещества (по данным масс-спектро-

метрии ионного циклотронного резонанса с Фурье-преобразованием — FT/ICR MS). Гуминовые вещества составляли значительную часть выделенного органического материала и указывали на его поступление из наземных экосистем.

Пирогенное ОВ. Весь спектр продуктов неполного сгорания современной биомассы и ископаемого ОВ присутствует на ледниках и схож с тем пирогенным ОВ, что выделяют в почве, включая сажу, уголь, элементный, черный и бурый С, литогенный кероген и микрокристаллический графит. Пирогенное ОВ в ледниковых кернах (черный С, левоглюкозан и др.) является важным носителем информации о хронологии пожаров и сжигании ископаемого топлива [138, 188, 258]. Классификация континуума продуктов горения крайне несовершенна, категории пирогенного ОВ пересекаются, однако во всех из них доминируют полициклические ароматические углеводороды, которые могут быть отдельно выделены с ледников [30, 140]. Среди пирогенного ОВ особенно реактивными считаются частицы черного С [1, 173, 174], даже их небольшие количества (~10–100 ppb) существенно меняют радиационный баланс поверхности ледников, поглощая солнечное излучение в широком диапазоне длин волн и снижая альбедо на 1–5% [92]. Бурый С (продукт *низкотемпературного* горения древесной или травянистой биомассы, бытовых отходов или ископаемого топлива, аэрозоль из дисперсного ОВ, микроорганизмов) способен поглощать свет преимущественно в диапазоне коротких волн. В буром С выделяются две крупные группы: гумусоподобных веществ (humic-like substances — HULIS), которые сходны с ОВ почв и водных сред и повсеместно присутствуют в атмосфере [87], и смолистых соединений (tar material) [60, 246]. Последние образуются при сжигании биомассы в условиях медленного горения [60] и имеют форму сферических наночастиц (30–500 нм), которые морфологически отличаются от сажи. Считается, что бурый С более химически лабилен, чем черный С. Он переносится на большие расстояния, оседает на поверхности снега и льда, где вовлекается микроорганизмами в свой жизненный цикл и затем повторно попадает в атмосферу в виде CO_2 [246, 248].

Можно говорить о комплексном и разнонаправленном влиянии С-содержащих компонентов супрагляциальной зоны на радиационный баланс ледников. С одной стороны, накопление черного С в более светлом криоконите, в котором доминирует бурый С, может усиливать абляционный эффект, с другой стороны — инкапсуляция частиц черного С внутри гранул криоконита может приводить к уменьшению светопоглощения. Эта сложная взаимосвязь пока количественно не оценена [64].

Другие виды антропогенного ОВ. Совсем недавно стали появляться данные о присутствии частиц микропластика на ледниках Исландии, Альп, Тибетского нагорья, Анд и других регионов [34, 208, 260, 261] в количествах сопоставимых с загрязнением микропластиком морского льда, прибрежных отложений и некоторых почв. Окрашенные частицы микропластика среди других органических седиментов на леднике также снижают альбедо, и могут влиять на содержание и скорости трансформации ОВ, а их поверхности, будучи химически и механически протравленными в ходе транспорта и седиментации, сорбируют другие органические загрязнители и служат новыми нишами для микроорганизмов [261]. *Пестициды* — это еще одни компоненты ОВ, которые накапливаются на льду [81]. Эксперименты *in situ* показали, что помимо фото- и химической деградации, некоторые из них, например фосфорорганический инсектицид хлорпирифос, могут подвергаться биоразложению на горных ледниках [81].

Радиоуглеродный возраст ОВ. Так же, как в почве, ОВ на поверхности ледника состоит из нескольких пулов различного радиоуглеродного возраста. Несмотря на наличие в супрагляциальной зоне большого числа первичных продуцентов, радиоуглеродный возраст, определенный по общему органическому С, часто оказывается древним. Например, возраст криоконита на ледниках Шпицбергена варьировал в пределах 8200–3700 радиоуглеродных лет (ВР) [13], в центральной части Норвегии превышал 5000 ВР [94], на Аляске менялся в пределах 15000–1000 ВР [150], а в Антарктиде на Земле Королевы Мод — 11000–4600 ВР [145]. Это также верно для фракции ВОВ, например, в криоконите и поверхностном льду ледников Аляски и Вайоминга [215] с возрастом 7800–2640 ВР. Отстающие ледники Европейских Альп выделяют биогеохимически разнообразное ВОВ, часть которого состоит из древнего С возрастом 8500–600 ВР [199].

Источниками предварительно состарившегося С на поверхности ледников могут быть аэрозоли, образующиеся при сжигании топлива [215], жидкие осадки с ^{14}C возрастом растворенного С до 8500 лет [181], аэраль-привнесенный почвенный материал голоценового возраста, а также С почв и осадков, сформировавшихся до последней трансгрессии ледников и захороненный в теле ледников [112, 118]. Примесь 1% “мертвого” по ^{14}C активности геологического С (керогена, графита, каменного угля, продуктов сжигания ископаемого топлива и др.) дает ошибку около 80 радиоуглеродных лет. Даже существенная примесь “мертвого” С на уровне 50% приводит к удревнению, равному одному периоду полураспада ^{14}C (~5700 лет), и не может полностью объяснить

раннеголоценовый возраст супрагляциального материала [13].

Смесь древнего (^{14}C -активного и “мертвого”) и современного С дает целый спектр разных радиоуглеродных возрастов, в зависимости от относительной доли этих компонентов. Поэтому “кажущийся” радиоуглеродный возраст в несколько тысяч лет по общему органическому С говорит лишь о том, что материал действительно содержит некоторое количество древнего углерода [94]. Для аппроксимации “истинного” возраста, необходимо построение модели, учитывающей вклад разновозрастных пулов ОВ. Например, если предположить, что супрагляциальное ВОВ происходит исключительно из пулов “мертвого” и современного С, то образец возрастом 2640 ВР будет содержать 72% современного и 28% ископаемого С, а образец возрастом 7800 ВР — 38 и 62% С соответственно [215].

Кроме того, ^{14}C возраст неодинаков в разных фракциях супрагляциального материала. Разделение ОВ криоконита по денситометрическим фракциям [13] позволило уточнить, что свежее ОВ (<100 лет) ледника Альдегонда на о. З. Шпицберген содержалось в наиболее легкой фракции свободного ОВ (FPOМ), а древнее ОВ ($11\,120 \pm 40$ ВР и 8850 ± 30 ВР) — в тяжелых фракциях (HF1 и HF2), связанных с органо-минеральными комплексами и адсорбцией на минеральной матрице.

Древний С не обязательно означает инертный. Гетеротрофы, как микроорганизмы, так и беспозвоночные, быстро поселяются на только что освободившихся от ледника поверхностях, и активно потребляют древний ледниковый С, опережая “классическую” стадию поселения первичных продуцентов, и тем самым переворачивая с ног на голову само понятие “первичной сукцессии” [47, 93]. Более того, биодоступность древнего ледникового С может положительно коррелировать с увеличением его радиоуглеродного возраста [105]. Таким образом, древний С, вытаявший с поверхности или тела ледника при его отступании, имеет большой потенциал для включения в современный круговорот и пищевые цепи. Это обуславливает своеобразный ледниковый резервуарный эффект [80], когда радиоуглеродный возраст современных беспозвоночных, живущих в предполье ледника и питающихся древним С, который прошел через несколько звеньев пищевой цепи, превышает 1000 лет [93].

Наиболее интересными представляются варианты, когда сочетаются высокая степень биогенности наледникового материала, обильная микробная биомасса и древний возраст ОВ. Например, в криоконите ледника Альдегонда на о. З. Шпицберген содержалось 4.6% органического С ($\delta^{13}\text{C} = -25.83\text{‰}$) и 0.2% N, при этом его возраст составлял 7540 ± 25 ВР [13]. В данном слу-

чае структура микробного сообщества могла быть смещена в сторону гетеротрофного блока, который потребляет и рециркулирует древний С наряду с современным, синтезированным микробными фотоавтотрофами.

С другой стороны, при ^{14}C датировании фракции фосфолипидных жирных кислот (PLFA) микробного происхождения было показано, что микроорганизмы криоконита могут потреблять С, который недавно находился в равновесии с атмосферой и был ассимилирован первичными продуцентами, и при этом практически не использовать древний С [150]. На ледниках юга Аляски выявлено по крайней мере два слабо пересекающихся пула С, которые различаются по составу стабильных изотопов: (1) малый пул С супрагляциального микробного сообщества и (2) большой пул преимущественно неактивного С геологического происхождения [150].

Таким образом, при разнообразных источниках и составе ОВ интерпретация измеренной ^{14}C активности супрагляциального материала не менее сложна, чем для ОВ почв. Кроме того, в супрагляциальных системах, как и в других неравновесных системах, пулы органического С имеют разные скорости обновления.

РАЗНООБРАЗИЕ И ГЕНЕЗИС СУПРАГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОРГАНО-МИНЕРАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ С ПОЗИЦИИ ПОЧВОВЕДЕНИЯ

Органические компоненты на ледниках редко существуют изолированно и тесно взаимодействуют с минеральным веществом, что приводит к формированию супрагляциальных органо-минеральных систем. Рассмотрим основные их типы в различных обстановках на ледниках и мелкоземисто-обломочных субстратах с подстиланием льдом.

Критическая зона ледника. Поверхность ледника в зоне абляции никогда не бывает чистой (рис. 2а, 2б). *Фотический слой* на ледниках в большинстве случаев имеет мощность в пределах 2 м, хотя коротковолновая часть солнечного спектра может проникать и до 10 м. В отличие от глубокого льда с ограниченной миграцией компонентов, включая клетки микроорганизмов [178], супрагляциальный фотический слой в условиях абляции обладает динамичным поровым пространством и проницаем для живого и мертвого ОВ, а также минеральных частиц, которые мигрируют с талыми водами, как вертикально, так и латерально [65, 115]. При этом в нескольких верхних метрах на поверхности ледника возникает вертикальная неоднородность (рис. 2е, 2ф). Появляются горизонты, отличающиеся по кристаллической структуре, форме и объему пор, насыщенности талыми водами [115], а также

концентрации органо-минеральных компонентов, которые могут иметь высокую скорость обновления на поверхности (быстрый пул) или оставаться в приповерхностном слое в течение $n \times 10$ лет (медленный пул). По аналогии с плотными породами такую зону зарубежные коллеги назвали *корой выветривания* — *weathering crust* [115, 155]. В теплые периоды особенно с безоблачными днями общая пористость приповерхностного льда прогрессивно увеличивается, а кора выветривания расширяется по вертикали на большую глубину. По-русски применительно именно к ледникам термин “кора выветривания” вероятно звучит слишком радикально, что не отменяет сути феномена супрагляциальной органо-минеральной системы с трансформированными и генетически взаимосвязанными горизонтами. На наш взгляд, такой слой может также рассматриваться в качестве супрагляциальной составляющей *критической зоны*, которая пока отсутствует в концепции критической зоны в том числе для холодных регионов (“critical zone” — [171]). Верхняя часть такой критической зоны представлена *корой таяния*. Это общепринятый в гляциологии термин для обозначения верхнего сильноразрушенного и высокопористого слоя льда толщиной в пределах первых десятков сантиметров, возникающего в области абляции ледника под действием солнечной радиации [17].

Развитие дренажа между кристаллами льда, а также между стаканами протаивания (рис. 2с) и порами-трубками (рис. 2д) обеспечивает механизм, с помощью которого насыщенная растворенными веществами вода распределяется по поверхности и внутри ледника, и ее поток превращается в развитую гидрологическую сеть, в том числе в глубокую — внутреннюю дренажную систему ледника [17]. Установлено, что микробные клетки, органические и неорганические вещества проникают в кору таяния и глубже в кору выветривания/критическую зону ледника и переносятся по ним талой водой [116]. В зависимости от размера пор возникает селективность по переносу и высаждению твердых частиц разных размерных фракций и связанных с ними микроорганизмов [65]. Миграция микроорганизмов через кору выветривания ледника меняет условия их освещения и доступа к питательным веществам, тем самым влияя на структуру и функции экосистемы [65]. Суточные и сезонные изменения проницаемости коры выветривания контролируют накопление и перемещение клеток и питательных веществ. Структура и функции микробного сообщества могут зависеть от глубины: горизонт вблизи поверхности льда связан с высокой интенсивностью фотосинтеза и необходимостью фотопротекторной пигментации, а более глубокий горизонт содержит организмы с лучшей адаптацией к слабой освещенности и способно-

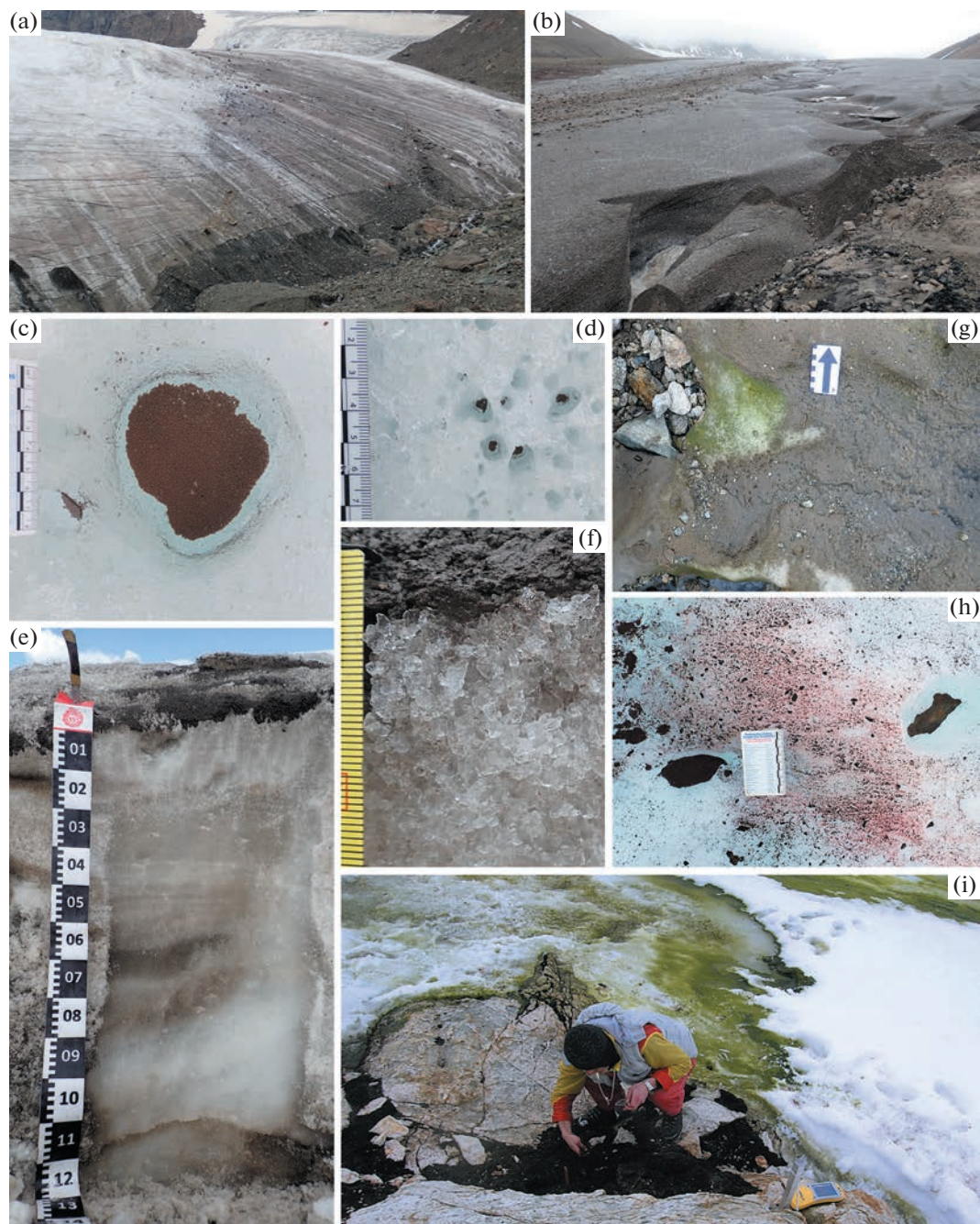


Рис. 2. Критическая зона ледника и ледовые почвы: а — грязная супрагляциальная зона на языке ледника Левый Актру, Алтай; б — аналогичная зона на языке ледника Бертель, Шпицберген; с — крупный стакан протаивания с криоконитом и d — поры-трубки и мелкие стаканы в коре таяния с начальными стадиями формирования гранул криоконита на леднике Бертель, Шпицберген; е — профиль критической зоны (коры выветривания) на леднике Гарабаши, Кавказ; f — проникновение криоконита между кристаллами льда в верхней части критической зоны (Гарабаши, Кавказ); g — зеленый снег с цианобактериями и эукариотическими микроводорослями под криоконитом на леднике Мижирги, Кавказ; h — розовый лед с водорослями *Chlamydomonas nivalis* на леднике Левый Актру, Алтай; i — ледовая почва на горизонтальном участке ледника на о. Галиндез, Антарктика [24].

стью к чистой гетеротрофии [65]. Исследования инфузорий в стаканах протаивания с криоконитом выявили четкую стратификацию видов в зависимости от глубины погружения в талую воду. Таким образом, неоднородность биотических и

абиотических условий влияет на микробные сообщества в микромасштабе [114].

В 2012 г. Таширев с соавт. [24] впервые описали процесс почвообразования непосредственно на леднике. Органо-минеральные тела (рис. 2i) в

супрагляциальной зоне о. Галиндез (З. Антарктика) были вертикально стратифицированы на поверхностный органогенный горизонт с альго-бактериальными сообществами и нижележащий горизонт с гумифицированным ОВ, имеющим водопрочную структуру. Неполная деструкция биомассы, по-видимому, определялась дефицитом источников азота, фосфора и серы, необходимым микроорганизмам для разложения ОВ альго-бактериальных матов до конечных продуктов. Образования отличались от криоконита (рис. 2с, 2d), а также от таких широко распространенных, но эфемерных явлений, как зеленый или розовый снег (рис. 2g, 2h), связанных с развитием водорослевых сообществ, и были определены как “ледовые почвы”. *Ледовая почва* по Таширеву [24] представляла собой плотное органогенное образование на горизонтальных участках льда, имеющая в своем составе горизонт из гумифицированной гетеротрофными микроорганизмами некротомассы альго-бактериальных криоценозов. Помимо присутствия биоты и возникновения эфемерных горизонтов функционирования, различающихся по температурному, влажностному режиму и составу ОВ (характерно для зеленого/розового льда и снега), важным свойством ледовой почвы являлось накопление *in situ* остаточных твердофазных продуктов функционирования (по Таргульяну [23]), причем в значительных количествах, которые могли быть диагностированы макроморфологически по темному “гумусовому” горизонту (рис. 2i).

Микропрофили под растительными сообществами.

На поверхности ледников возможно образование почв с микропрофилем под моховыми сообществами. Это связано с явлением так называемых “ледниковых мышек” [4], а именно метастабильных шарообразных колоний мхов (рис. 3а–3с), то закрепляющихся на поверхности ледника, то передвигающихся по ней наподобие растений перекати-поле аридных регионов [107].

На рис. 3d–3i приведен микропрофиль слабо-развитой почвы под шарообразной колонией мха, прикрепленной к органо-минеральному материалу криоконита в небольшой лунке непосредственно на поверхности ледника Бертель (о. Западный Шпицберген). Микропрофиль достигал 4–6 см и состоял из 4 микрогоризонтов, включая аналоги таких классических почвенных горизонтов, как подстильно-торфяной (О), грубогумусовый (АО), гумусово-слаборазвитый (W) и минеральный (BC). Между ризоидами мха повсеместно присутствовал гранулированный органо-минеральный материал криоконита. По-видимому, моховые сообщества используют биогенные элементы (С, N, P), которыми обогащен криоконит. В горизонте О содержалось 38.4–41.0% $C_{орг}$, 1.2–1.9% $N_{общ}$, соотношение С : N варьировало в диа-

пазоне 21–32; в горизонте АО – 3.2–7.4% С, 0.3–0.5% N, С : N 11–15; в горизонте W – 1.1–3.3% С, 0.2–0.3% N, С : N 10–11; в горизонте BC – 0.2–1.1% С, 0.02–0.1% N, С : N 9–10. В горизонте BC, который моховые сообщества используют как основной субстрат для прикрепления и получения питательных элементов, преобладали кварц, полевые шпаты, кальцит, арагонит и частицы ископаемого угля (неопубликованные авторские данные по рамановской спектроскопии), что отражает состав окружающих ледник пород и указывает на преобладание локального материала. Морфология, стратиграфия и органо-аккумулятивный тип распределения ОВ указывают на формирование или сохранение подо мхом на поверхности ледника почвенного микропрофиля.

Хотя явление “ледниковых мышек” многократно описано ботаниками и гляциологами [4, 48, 96, 107], признаки первичного почвообразования и почвенные микропрофили в данных объектах мы отмечаем впервые. Считается, что это эфемерные образования, а в их перемещении по леднику существенную роль играют ротационные механизмы (перекатывание и переворачивание подушек мха), а также скольжение. Однако обнаруженные почвенные микропрофили явно указывают на продолжительные периоды стабильности в существовании данных объектов. Такие профили не могли сформироваться в течение одного сезона, длительность почвенных процессов дифференциации должна была достигать хотя бы нескольких лет. Выделим две гипотезы образования почвенных микропрофилей: (1) перигляциальное происхождение – подушка мха с прикрепленным дифференцированным на горизонты субстратом была занесена из окружающих ледник ландшафтов и (2) супрагляциальное происхождение – микропрофиль сформировался непосредственно на леднике при закреплении мха на минеральном субстрате, например, на обломочном материале абляционной морены; споры или протонема мха были занесены ветром или птицами. Участие гранул криоконита во всех горизонтах профиля “ледниковой мышки” и тесная интеграция гранул с ризоидами мха и минеральной массой дополнительно указывают на длительное совместное образование именно в супрагляциальной обстановке.

Ботанические исследования [48] показали, что моховые подушки появляются на ледниках Шпицбергена не только в результате привноса из окружающих ландшафтов, но и в ходе развития растения из протонемы *in situ*, в частности, ветвления мхов на скоплениях богатого биогенными элементами криоконита. Каждая подушка мха представляет собой небольшую экосистему на льду, проходящую несколько сукцессионных стадий и являющуюся местообитанием для других организмов [48]. На ледниках Аляски после до-

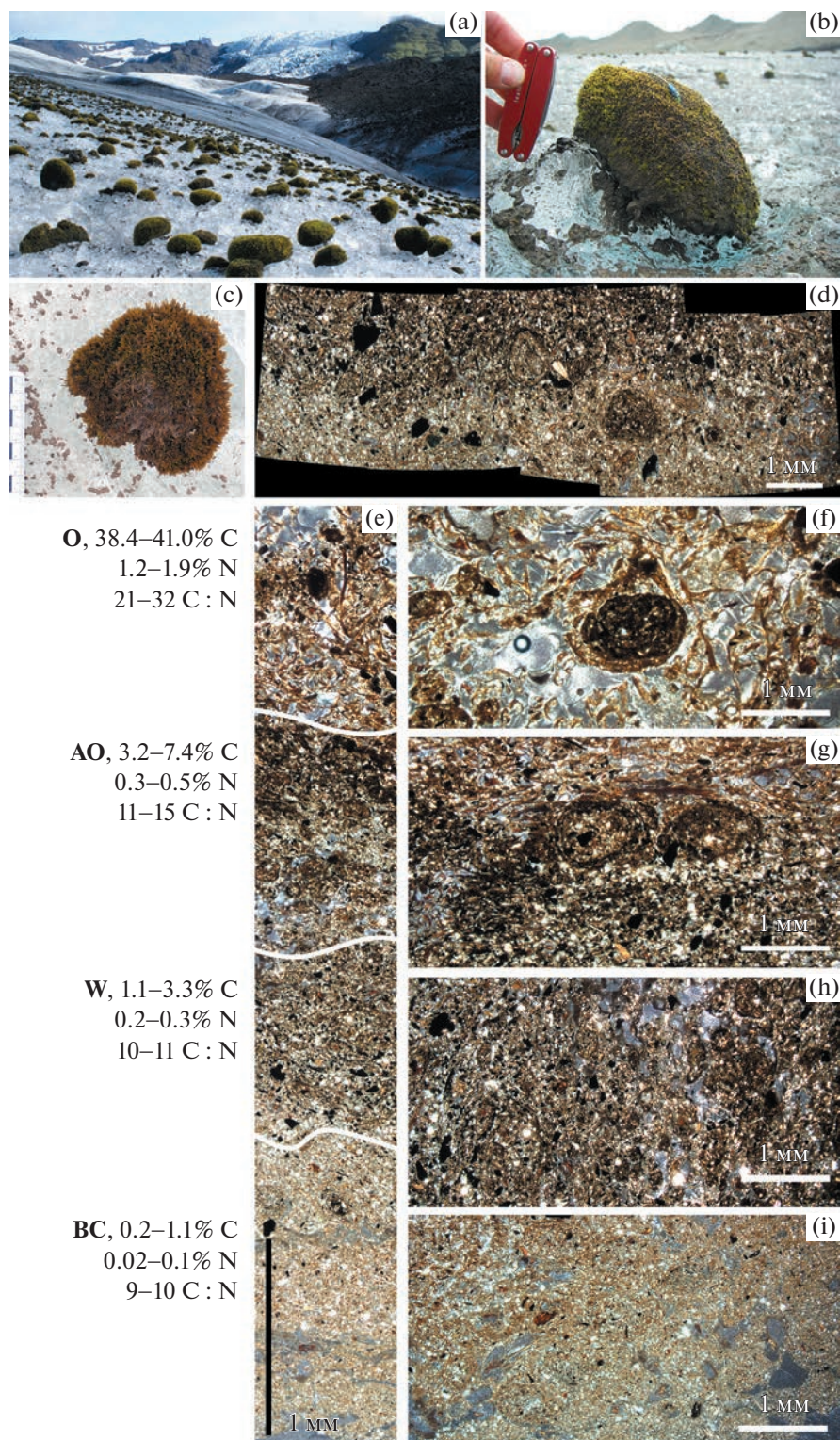


Рис. 3. Моховые сообщества на ледниках: а – ледник Виркишекюдль, Исландия (фото Darrel Swift); б – ледник Рут, Аляска, США (фото Tim Bartholomaeus); с–і – почвенный микропрофиль под моховым сообществом на леднике Бертель, о. Западный Шпицберген (далее все фото Н. Мергелова): с – подушка мха на льду – “ледниковая мышка” (вид сверху); д – вертикальный панорамный срез через горизонты АО и W; е – полный микропрофиль; ф, г, h, i – вертикальные срезы по каждому горизонту в отдельности. Все микроморфологические изображения – проходящий свет, П николи.

стижения зрелого размера подушки мха сохранялись в течение как минимум 6 лет [107], что при ассоциации с мелкоземом достаточно для запуска почвенных процессов и образования микропрофиля. Верхний временной предел существования одной подушки мха на леднике пока неизвестен.

Криоконит. Важнейший продукт органо-минеральных взаимодействий на леднике — это криоконит. Он представляет собой тонкодисперсный, часто структурированный и темноцветный органо-минеральный материал на поверхности ледников и многолетних снежников. Криоконит — это сложноорганизованная система из минерального мелкозема и ОВ ближних и дальних источников, микроорганизмов и мезофауны, продуктов их трансформации и в настоящее время — многочисленных антропогенных поллютантов.

Со времени, по-видимому, первого описания криоконита в XIX в. в Гренландии [163, 164] были задокументированы его биогенная зернистость, а также влияние на таяние ледников. В русскоязычной литературе термин криоконит использовал, например, Ферсман: "...в приполярных областях выявляются скопления космической пыли (криоконита), которые в других частях земли смешиваются с земной пылью и не улавливаются. Хотя до сих пор криоконит остается загадочным и малоизученным образованием, тем не менее его значение в общей геохимической истории Земли нельзя отрицать" [25].

Глазовская по материалам микроскопических исследований криоконита, правда, не называя его так, писала, что "...каждая структурная крупинка представляет собой сплетение многоклеточных нитей сине-зеленых водорослей, удерживающих внутри клубочка частицы минеральной пыли" [7]. Сейчас общепринято мнение, что зернистая или гранулярная структура криоконитов связана с нитчатыми цианобактериями и их внеклеточными полимерами, а такой продукт гетеротрофной трансформации ОВ *in situ*, как гумифицированное ОВ, новообразованное в гранулах криоконита, поглощает больше солнечного света, чем окружающий лед и компоненты криоконита по отдельности [216, 217].

Образование гранулированного криоконита — это чрезвычайно распространенный процесс, выявленный на ледниках обоих полушарий. Ранее было доступно несколько подробных описаний его морфологии и структуры [116, 137, 216, 217, 227, 255]. В 2022 г. крупное обобщение [187] выявило различия в окраске, морфологии и геохимии криоконита с 33 ледников мира. Важно, что криоконит был представлен как бесструктурным, так и хорошо агрегированным материалом, а встречаемость гранул возрастала с увеличением содержания органического С (от 1 до 38% С для 33 ледников).

Классификация криоконита. Предлагаем разделять инситный и переотложенный криоконит (рис. 4). *Инситный* криоконит накапливается и приобретает структуру в коре таяния ледника в мелких порах-трубках и более крупных округлых формах — стаканах протаивания, а также в их скоплениях и ассоциациях [43, 61, 84, 85, 136, 216, 217]. Такие ниши обеспечивают относительно стабильные условия для образования:

I. первичных (элементарных) агрегатов, формирующихся при участии нитчатых цианобактерий (по [187] с изменениями), которые разделены на:

- агрегаты правильной округлой формы — *микрогранулы* (рис. 4а);
- агрегаты округлой формы с неровными краями (рис. 4б);
- слабоформленные рыхлые агрегаты, покрытые нитчатыми цианобактериями (рис. 4с);
- скопления агрегатов различных форм и размеров (рис. 4д);

II. сложных агрегатов округлой формы с концентрическими слоями, стратификацией между зоной первичной продукции и преобразования органического вещества ОВ; окислительно-восстановительными микропрофилями по направлению центр-периферия — *мезогранулы* (например, рис. 5б, 5д, 5н);

III. вторичных ассоциаций первичных агрегатов общим размером 1 см и более — *мегагранулы* (рис. 4е).

По особенностям внутреннего строения гранулы могут быть разделены ([221] с изменениями) на (рис. 5):

- гранулы с концентрическими слоями (*тип 1*);
- гранулы с несколькими субгранулами внутри (*тип 2*);
- гранулы без специфической внутренней структуры (*тип 3*);
- гранулы с одной или несколькими крупными минеральными частицами внутри — зародышевыми зернами (*тип 4*).

Вероятны разные сочетания таких морфотипов гранул.

В нестабильных условиях супрагляциальной зоны криоконит проходит через многократное перемещение в рамках суточных, сезонных и годовых циклов, формирующих новые аккумуляции *переотложенного* криоконита (рис. 4ф–4к) в виде:

- свежих скоплений с сохранившейся гранулярной структурой, часто в результате вытаивания с минимальным перемещением (рис. 4ф);
- полей дисперсного криоконита (рис. 4н):
 - с хорошо сохранившейся структурой (вытаивание с минимальным перемещением);
 - с нарушенной структурой;

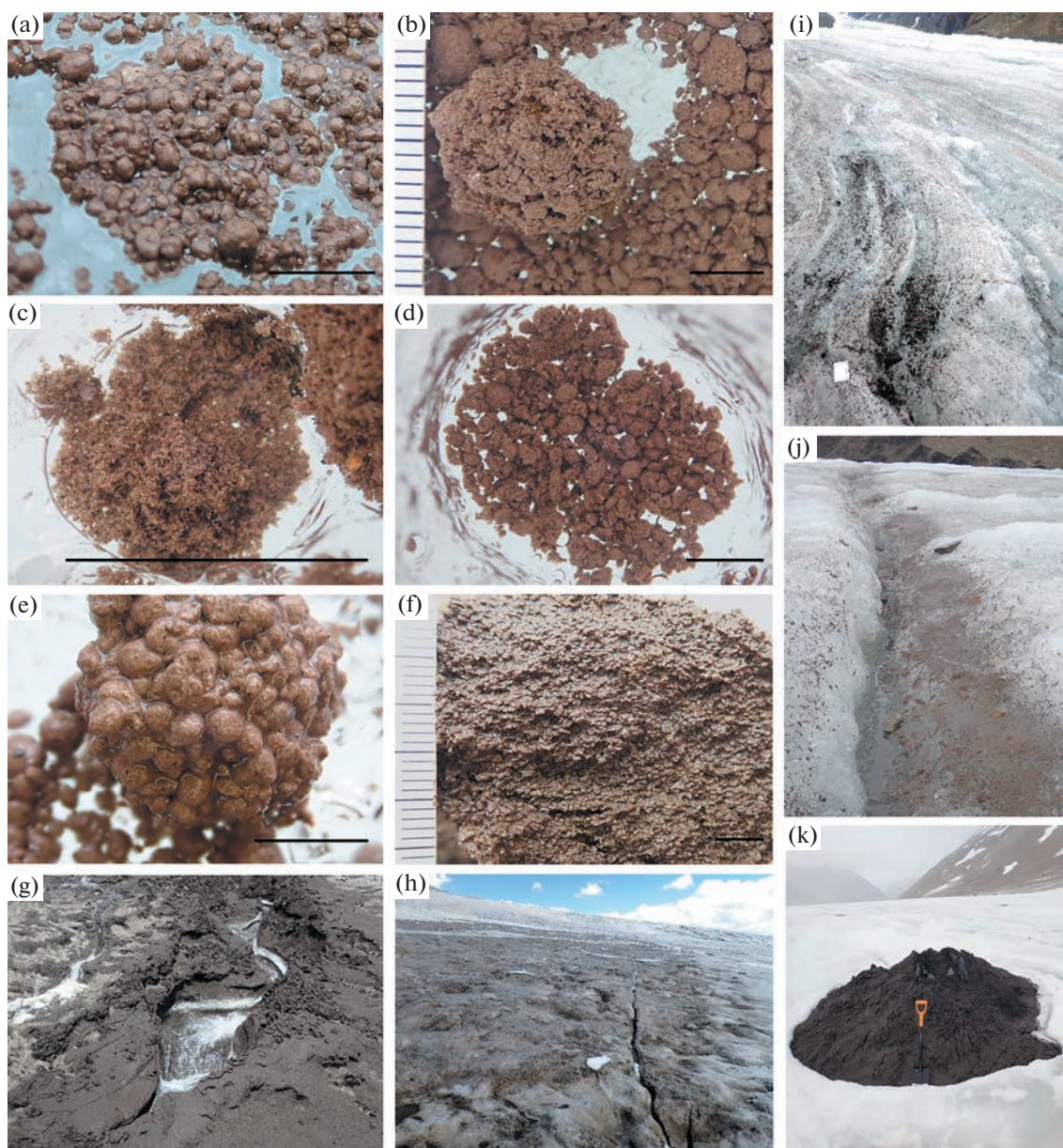


Рис. 4. Формы криоконита на ледниках: а – агрегаты правильной округлой формы; б – агрегаты округлой формы с неровными краями; в – рыхлые агрегаты, покрытые нитчатыми цианобактериями; д – скопления агрегатов различных форм и размеров; е – вторичные ассоциации первичных агрегатов размером более 1 см (мегагранулы); ф – сохранившаяся гранулярная структура в свежем скоплении переотложенного криоконита; г – скопление переотложенного криоконита; h – поля дисперсного криоконита; i, j – струйчатые формы переотложенного криоконита; k – переотложенный криоконит – коническая форма с ледяным ядром. Изображения на а–f, j, k – ледник Бертель, Шпицберген; g, h – Гарабаши, Кавказ; i – Левый Актру, Алтай. Масштабная линейка на а–f – 5 мм.

- без признаков гранулярной структуры и другой биогенной агрегации (по [187] с изменениями):

- тонкодисперсный материал с преобладанием частиц <0.5 мм;

- материал с частицами >0.5 мм.

- струйчатых аккумуляций вдоль потоков талых вод (рис. 4i, 4j);

- крупных аккумулятивных конических форм с ледяным ядром (рис. 4k), экранированным слоем

криоконита мощностью в несколько сантиметров [162]. В гляциологии схожие формы называют “муравьиными кучами”, однако это понятие шире, так как экранирующий солнечную радиацию слой часто образован не криоконитом, а мореной различного типа, а также отложениями проблемного генезиса [16, 19]. Некоторые исследователи относят такие формы к особым супрагляциальным камам [210, 211].

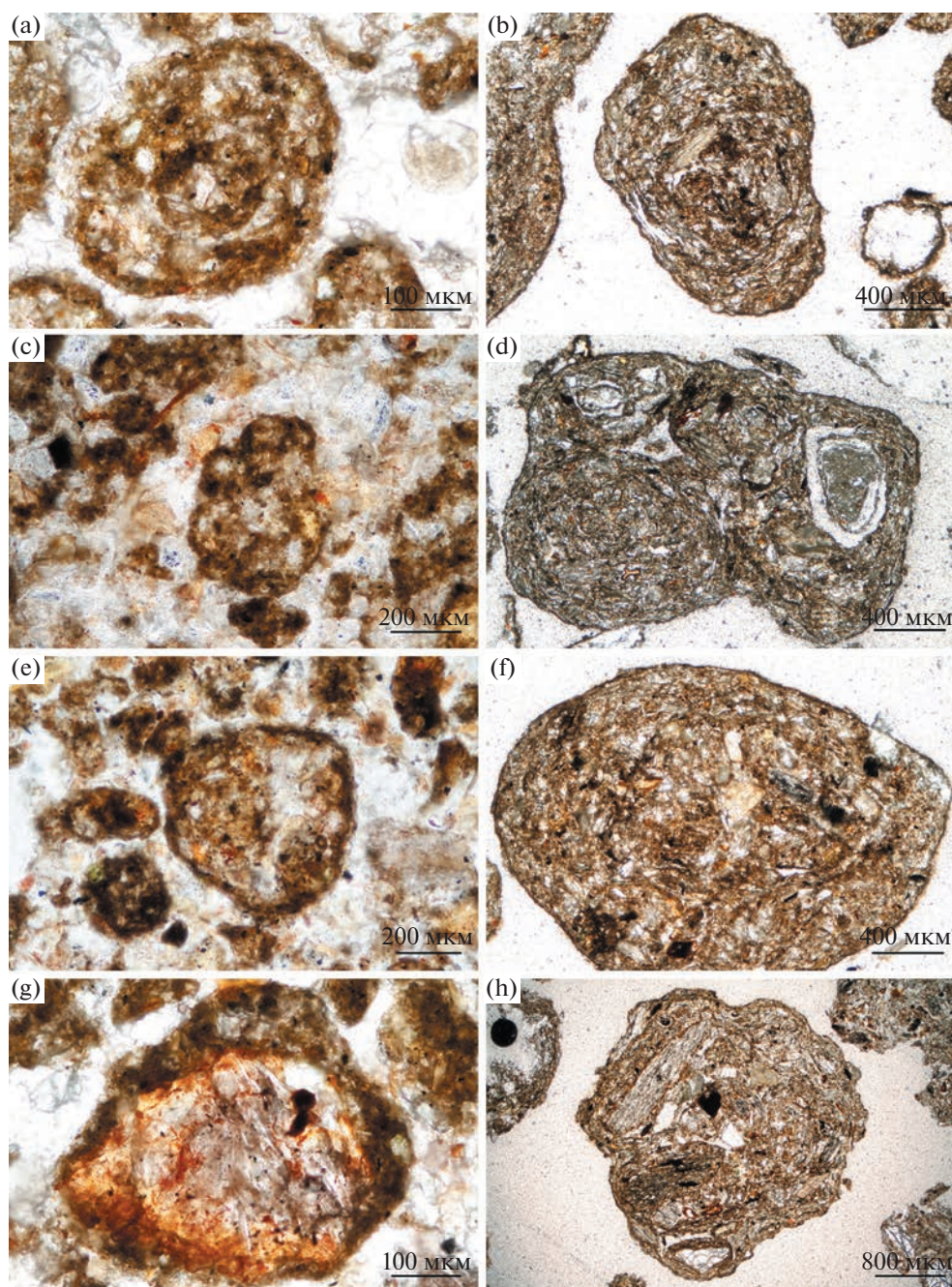


Рис. 5. Четыре типа внутреннего строения гранул криоконита: а, б — гранулы с концентрическими слоями; с, д — гранулы с несколькими субгранулами внутри; е, ф — гранулы без специфической внутренней структуры; г, h — гранулы с одним или несколькими зародышевыми зёрнами минералов. Все гранулы пропитаны бурым ОВ, содержание которого повышено в стенках гранул. Изображения получены в проходящем свете, П николи; левая колонка — гранулы с ледника Гарабаша (Кавказ), правая колонка — с ледника Левый Актру (Алтай).

Морфотип гранул криоконита зависит от характера ледника (ледник вершин, склонов, долин, покровный и др.), сезона, конкретного года, положения на леднике. Например, в верхней части зоны абляции гранулы могут отсутствовать, а ближе к языку ледника быть крупными и более темными, в пределах сезона они могут дезинтегрироваться из-за дождя, активного таяния, гра-

витационного перемещения, а также кatabатических ветров [187]. Существует зависимость размера гранул и содержания в них С и N — чем гранула крупнее, тем больше в ней ОВ [235]. Предполагается, что размер гранул криоконита, который коррелирует с содержанием ОВ и цветом, оказывает решающее влияние на скорость абляции [135, 252].

Окраска криоконита зависит от минералогического и гранулометрического составов, частиц черного С, но в большей степени от содержания и структуры инситного ОВ, степени его преобразования и взаимодействия с минеральными компонентами. Эти принципы формирования окраски, похожи на те, что реализуются в почве. Чем выше содержание ОВ в криоконите, тем вероятнее образование гранул и темнее их цвет. Влияние ОВ на окраску криоконита было показано в простом эксперименте по прокаливанию при $T = 550^{\circ}\text{C}$, после чего даже самые темные гранулы становились существенно светлее по всему объему агрегата [187]. Следовательно, именно пропитка дисперсным ОВ вносила существенный вклад в потемнение гранул. В случае антарктического криоконита в стабильных стаканах протаивания, примерно 35% поверхности гранул покрыты микробной биопленкой, из них диффузное пропитывание внеклеточными полимерами составляло ~19% [203]. Темный цвет ОВ может быть объяснен синтезом микробных пигментов, например, меланина [190], остаточным накоплением высокополимеризованных соединений, образовавшихся при бактериальном разложении ОВ [137, 216], а также сорбцией аллохтонных частиц черного С. Равномерное потемнение невозможно за счет частиц пирогенного С, который дает сильное, но точечное изменение окраски, однако легко объясняется первичной продукцией ОВ и его последующей трансформацией *in situ*, при которых задействовано водорастворимое ОВ, а также ОВ, тесно связанное с минеральной матрицей, включая глинистые минералы.

Таким образом, помимо минералогического состава, например исходного присутствия в гранулах меланократовых минералов (пироксенов, амфиболов, биотита и др.) и эолового поступления частиц черного С, синтез ОВ микроорганизмами и последующая его трансформация *in situ* служат важными дополнительными факторами биоиндуцированного снижения альбеда на ледниках [216, 217, 220, 222].

Механизмы образования гранул в криоконите до конца не раскрыты. С одной стороны, это опутывание минеральных частиц нитчатыми цианобактериями и формирование клубочков — по сути микробных матов квазисферической формы [7, 216, 217]. Отмечается роль адсорбции и адгезии с участием глинистых минералов в составе эоловой пыли, а также связывающая роль внеклеточных полимеров (полисахаридного матрикса), выделяемых цианобактериями и другими микроорганизмами [136, 137, 203]. Внеклеточные полимеры склеивают органические и неорганические компоненты в агрегаты правильной или неправильной округлой формы [136, 137, 221, 235]. Полисахаридный матрикс микробного генезиса обладает большой удельной поверхностью, на которой

происходит адсорбция частиц за счет электростатических сил. Кроме того, матрикс имеет в своем составе гидрофильные и гидрофобные биополимеры. Последние играют важную роль в устойчивости гранул. По данным рамановской спектроскопии метильные функциональные группы ($-\text{CH}_3$) приурочены именно к стенкам гранул, что свидетельствует о гидрофобных свойствах их поверхности, необходимым для стабилизации микроэкосистемы гранулы в талой воде (неопубликованные данные авторов). Микроагрегаты с высоким содержанием полисахаридов могут улавливать взвешенные твердые частицы из потоков талой воды в супрагляциальной зоне ледника.

Микробноиндуцированное формирование округлых агрегатов (гранул) происходит в широком диапазоне условий при разнообразии в составе микроорганизмов и их метаболизме. Недавно было показано [167], что гранулы криоконита и так называемые кислородные фотогранулы, формирующиеся в системах очистки сточных вод [33], схожи и представляют собой богатые ОВ квазисферические микробные агрегаты. Как могут образовываться гранулы со значительным сходством в столь разных средах — осадках сточных вод и в талой воде на леднике? Дело в том, что в обоих случаях действует универсальный механизм: нитчатые цианобактерии, образующие маты в широком диапазоне условий, обволакивают минеральные частицы и формируют округлые агрегаты. Эта сеть нитевидных организмов и внеклеточных полимеров стабилизирует среду обитания, соединяясь с другими микроорганизмами и минеральными частицами. Среди условий образования микробноиндуцированных квазисферических агрегатов называются присутствие в микробном сообществе представителей порядка осцилляториевых (прежде всего, родов цианобактерий *Oscillatoria* и *Phormidium*), выделяющих обильные внеклеточные полимеры и способные к скользящему движению по твердой поверхности [207] по направлению к свету и от него — фототаксису. Движение цианобактерий вместе с внеклеточными полимерами усиливает связывание минеральных частиц, а также привлекает другие микроорганизмы, которые используют метаболиты цианобактерий (полимеры и кислород), способствуя дальнейшей агрегации криоконита [136, 216, 217].

Для оформления гранул могут быть важны как гидростатические условия в стаканах протаивания, способствующие росту квазисферических микробных матов, так и наличие небольшого гидродинамического сдвига (при медленном токе воды через стаканы протаивания и их слиянии), который приводит к дальнейшему оформлению гранул [167]. На наш взгляд, существует перекосяк в интерпретации генезиса гранул криоконита в

сторону их исключительной биогенности, тогда как роль формирующего механического воздействия изучена слабо. Действительно бентосные цианобактерии растут в стабильной среде, например, на пологих горных и покровных ледниках с ограниченным движением поверхностных вод, что благоприятно для образования гранул [187]. Однако эти условия не являются строго обязательными для грануляции криоконита. В условиях интенсивной абляции на ледниках Шпицбергена гранулы также образуются ([256] и собственные наблюдения авторов). Более того, криокониты горных ледников на больших высотах часто лучше гранулированы, чем криокониты более пологих и низкорасположенных ледников Арктики и Антарктики. Например, микроагрегатный состав мелкозема с ледников Тянь-Шаня [8] выявил преобладание мезогранул размером 1–3 мм. Вероятно, криокониты на ледниках с более крутой поверхностью, испытывающие гидродинамическое воздействие, могут в ряде случаев объяснить лучшую грануляцию [167].

Анализ микроскопического строения гранул криоконита полярных ледников Бертель и Альдегонда (Шпицберген) и горного ледника Гарабаши (Кавказ) выявил, что их внутренняя часть состоит преимущественно из более крупных минеральных частиц размером в десятки микрон, в то время как периферия сложена плотно упакованными более мелкими частицами размером <10 мкм (неопубликованные данные авторов). В стенке гранулы плоские минеральные частицы часто ориентированы субпараллельно внешней поверхности гранулы, тогда как внутри гранулы частицы ориентированы случайным образом. Внутри стенки минеральные частицы образуют концентрические слои и, как правило, скреплены полимерным матриксом. Наличие биополимеров и специфическая ориентация минеральных частиц в стенке гранулы указывают на совместное действие как биологических, так и механических факторов оструктурирования материала криоконита.

Предполагается, что концентрические слои отражают стадийность процесса образования гранул, своего рода “годовые кольца”, которые образуются со скоростью ~0.2 мм/год [221]. Это является перспективным, но пока неразработанным направлением для установления возраста гранул. Следует также учитывать, что приращение цианобактериальной массы и внеклеточного полимерного матрикса, на который “сажаются” минеральные частицы, может происходить несколько раз в течение сезона.

Морфология криоконита сходна с ооидами в перигляциальных почвах. Почвоведы [202, 237] указывали на роль криотурбаций и солифлюкции (гелифлюкции) в формировании округлых гранулированных структур в криосолях. В целом при

палеогеографических реконструкциях ооиды интерпретируются как индикаторы перигляциальных и/или мерзлотных обстановок [236]. С одной стороны, по аналогии с почвами в формировании гранул криоконита могут играть процессы гелифлюкции (движения по мерзлой поверхности), с другой стороны, часть ооидов в перигляциальных почвах могут быть гранулами, сохранившимися при переотложении криоконита.

Стратификация в криоконитовых стаканах и гранулах. По данным [176] уже через 1 ч после осаждения органо-минерального материала в криоконитовом стакане формируется анаэробный слой мощностью несколько миллиметров. На вертикальную неоднородность концентрации кислорода влияет структура осадка, например, размер гранул криоконита, толщина слоя талой воды, а также расход кислорода в ходе гетеротрофного дыхания. Возникающий кислородный профиль в свою очередь меняет структуру микробного сообщества, и в бескислородных микро-нишах повышается активность анаэробов [176].

Схожее зонирование окислительно-восстановительных условий или редокс-стратификация возникает внутри крупных гранул криоконита [197]. Измерения концентрации O_2 , NH_4^+ , NO_2^- и NO_3^- при помощи микросенсоров выявили, что на поверхности гранул, колонизированной цианобактериями, преобладают аэробные условия, идут фотосинтез и денитрификация. В центральной части гранул могут сформироваться анаэробные условия, происходит микробное разложение ОВ, нитрификация и денитрификация. Таким образом, гранулы криоконита обуславливают неоднородность микропроцессов и образования твердофазных продуктов функционирования. В случае распространенности криоконитового материала это влияет на круговорот углерода и азота в супрагляциальной зоне в целом. При обилии в криоконите зерен кварца и проникновении света через них первичная продукция может происходить не только на поверхности криоконитовых гранул, но и в их внутренней части [99]; предполагается существование своеобразных эндокриоконитных первичных продуцентов. Элементарные микрогранулы могут не иметь зонирования по окислительно-восстановительным условиям.

Таким образом, основная структурная единица криоконита, гранула, является самостоятельной сложноорганизованной многопорядковой микроэкосистемой одновременно обособленной в водной супрагляциальной обстановке, но также и проницаемой для потоков вещества, благодаря развитой системе пор. Физические и химические механизмы стабилизации органо-минеральных агрегатов криоконита сходны с принципами агрегации в сложных коллоидных системах, напри-

мер, почвах: (1) окклюзия/инкапсуляция, (2) образование гранул/ооидов, (3) адсорбция на активных минеральных поверхностях, например, глинистых минералах, (4) гидрофильно-гидрофобные взаимодействия.

Влияние криоконита на близкую перигляциальную зону. Криокониты являются важным источником микроорганизмов для первичных сукцессий на отложениях ледника сразу после его отступления [119], а значит и для инициации процессов почвообразования. Однако роль криоконита в этих процессах оценена качественно, но пока не количественно. По сути, криоконит является “биореактором” супрагляциальной системы, в котором происходит взаимодействие на разных уровнях организации вещества: от молекулярного до ландшафтного. Через криоконит идет наиболее активный поток биогенных веществ, в стаканах протаивания поддерживаются квазиравновесные температурные и фотические условия, что важно для развития микробных сообществ.

Ближняя перигляциальная зона находится в области переотложения органических, минеральных и органо-минеральных фаций супрагляциальной зоны. В районе конечно-моренных отложений и боковой морены локально формируются аккумуляции переотложенного криоконитового материала (чаще в виде линз и седиментов в лужах), на которых в стабильных условиях могут образовываться первичные почвы. Благодаря высокому содержанию биогенных элементов и тонкодисперсности, криоконитовый материал обладает более благоприятными условиями для почвообразования по сравнению с материалом морены [13]. Поэтому процессы первичного почвообразования на переотложенном криоконите идут на порядок быстрее, чем на окружающих обломочных субстратах, а почвы наследуют свойства криоконита: гранулированность, слоистость, повышенное содержание C, N, P.

Почвы на мелкоземисто-обломочном материале на ледниках и мертвом льду. В среднем ~4.4% площади ледников (без Антарктиды и Гренландии) покрыто мелкоземисто-обломочным материалом (supraglacial debris-cover), доля которого существенно возрастает для высокогорных ледников [195]. В данном случае не рассматриваем каменные и земляные глетчеры [10], хотя у них тоже могут быть почвы и почвенные покровы, а их разнообразности, например, “каменные глетчеры с ледяным ядром” (ice-cored rock glaciers) [5], вероятно, генетически близки к перекрытым мореной блокам мертвого льда, а также погребенным и бронированным ледникам (debris-covered glaciers).

При преобладании специфических органо-минеральных образований на поверхности ледников, в некоторых случаях встречаются объекты, которые классифицируются как почвы, а не-

которые полностью отвечают всем критериям почв, причем не только слаборазвитых.

Почвы на кварц-силикатных отложениях с близким подстилением ледников. Распространенным случаем является феномен появления сосудистых растений и формирования почв на абляционной морене и коллювиальных отложениях, накапливающихся на поверхности ледника [82]. При этом ледник остается способным к движению.

Почвы в данных случаях остаются относительно слаборазвитыми, но уже классифицируемыми как почвы. На рис. 6 показаны примеры формирования почв в долине Онг в Трансантарктических ледниковых горах в сухих континентальных областях Антарктиды, где сосудистые растения отсутствуют по биоклиматическим причинам [46], которые классифицированы по Таксономии почв США как Glacic Haplorthels при близком подстилении ледника и Glacic Anhyorthels при его залегании глубже 50 см, а также мелкие почвы на леднике Милаж в итальянских Альпах [63] и на леднике Гарабаши на Кавказе (собственные данные), которые можно классифицировать как Lertosols по системе WRB [117] и сильнощелочные пелоземы по КидПР [15]. Во всех почвах заметна стратификация на горизонты, а подстиление массивного льда ледников Антарктиды оказывается на глубине 10–60 см. В случае континентальной Антарктиды материал ледника из-за очень низких температур не столько подвергается таянию и размыву, как в ледниках высокогорий и полярных областей северного полушария, сколько эоловому выносу мелкозема и формированию каменной мостовой и сублимации ледникового тела, которая ослабляется по мере увеличения мощности кварц-силикатного чехла над ним [194]. Содержание органического C колеблется от сотых до первых процентов. Значения pH от сильнощелочных при близком подстилении ледников до слабощелочных при увеличении глубины подстиления и возраста поверхности, а содержание солей при этом увеличивается, что связано с их эоловым приносом [194].

Почвы на мелкоземе над глыбами мертвого льда. Именно в этом случае могут формироваться полнопрофильные почвы, хотя и не всегда. Встречаемость этого варианта пока не очень ясна. Понятно, что феномен накопления субстрата над глыбами мертвого, т.е. неподвижного льда может возникать только в тех случаях, когда разность высот от зоны аккумуляции до зоны абляции весьма существенна и составляет не одну тысячу метров. В этих случаях языки ледников “уезжают” далеко вниз по долинам, как правило, в лесной пояс. В таких уже относительно теплых условиях ледники начинают таять и теряют подвижность. Кроме этого, должны выполняться условия возможности поверхностного накопления мелкозе-

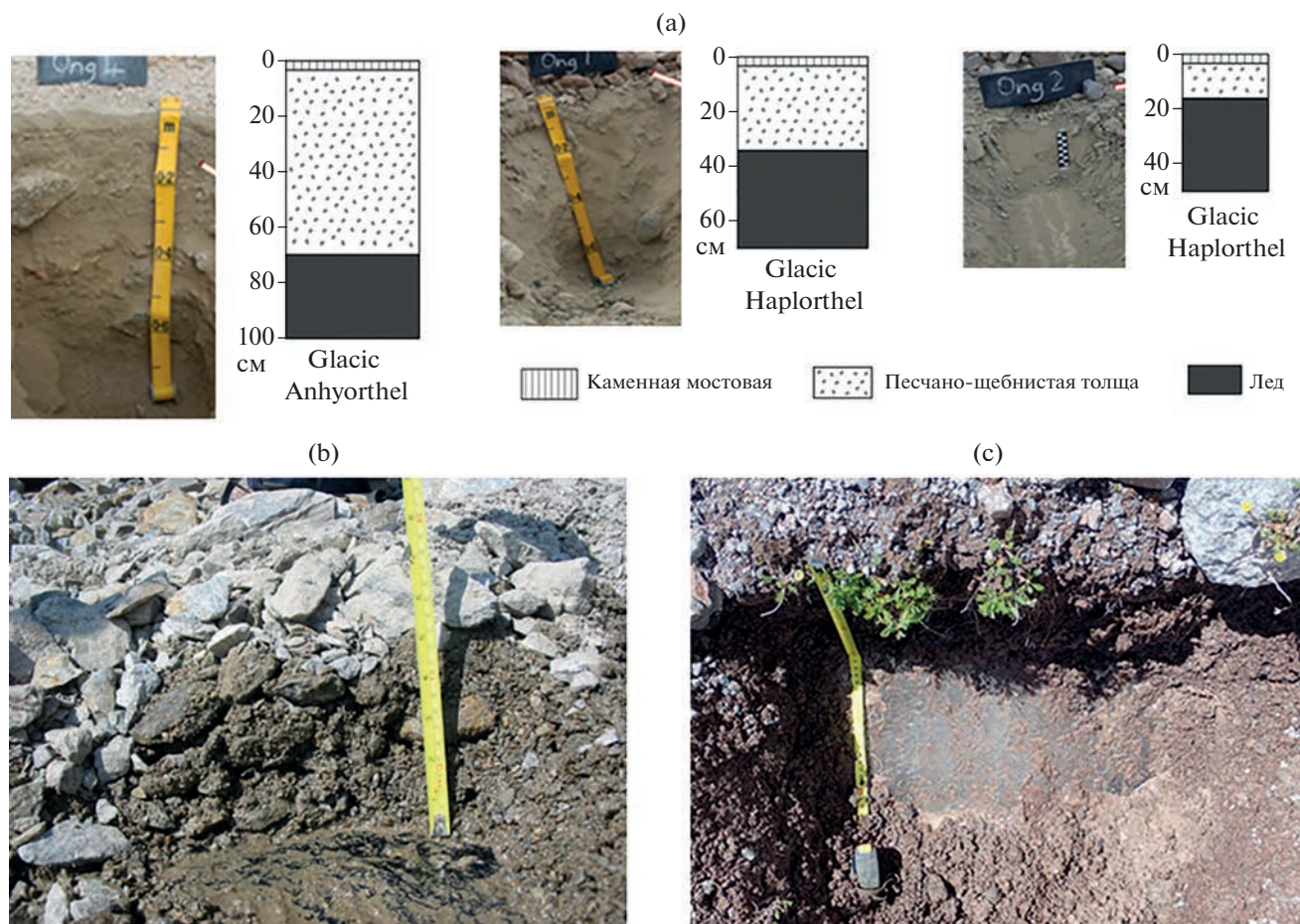


Рис. 6. Почвы с близким подстиланием движущихся ледников: а — континентальные районы Антарктиды [46]; б — примитивные Leptosols на леднике Милаж в Альпах Италии [63]; в — слабо развитые супрагляциальные почвы ледника Гарабаши на Кавказе (данные авторов).

ма на поверхности ледника, помимо абляционной морены, например, вулканической тefры. Такие случаи отмечены для ледников Анд в Чили на границе с Аргентиной на 4° S [180], ледников Аляски [209] и на леднике Клуэлан на северо-западе Канады [193] (рис. 7).

В Андах наблюдается переходный случай — часть ледника Каса Панг на склонах горы Тронадор находится в движущемся состоянии, а часть — под моренными грядами в почти неподвижном состоянии, что дало возможность здесь сформироваться лесным сообществам с преобладанием нотофагуса (*Nothofagus dombeyi*) с кустарниковым подлеском и с папоротниками, мхами и лишайниками в напочвенном покрове. Мощность надледникового материала на грядах составляет 3–4 м. Почвы кислые (pH 4.6 до 4.7), содержание N от 0.01 до 0.02%, а $C_{орг}$ от 0.1 до 0.2%, что свидетельствует о слабом развитии почв. Содержание Са невелико, но, в целом, содержание биофильных элементов Са, К и Р выше, чем в образцах матери-

ала на леднике. Авторы это связывают с почвообразованием.

Над ледниками Аляски, вероятно, в некоторых локациях, где на маломощных рыхлых каменистых субстратах, близко подстилаемых ледником, произрастают настоящие сомкнутые леса из ситкинской ели (*Picea sitchensis*) с подлеском из ольхи и моховым покровом. Описана почва под таким лесом на леднике Куштата ($60^{\circ}25' N$, $144^{\circ}05' W$) [209]. Горизонты 13 см — лесная подстилка, 3 см осветленный серый горизонт (по автору A2), 15 см — темно-бурый горизонт (B), до 90 см — очень гравелистый опесчаненный легкий суглинок серого цвета (горизонт C), подстилается плотным чистым льдом. Автор определяет данную почву как инициальный (неполноразвитый) подзол и указывает, что подобные почвы имеют место и около ледников Герберт и Мендехолл. По современной классификации WRB эту почву, вероятно (так как нет химических характеристик), можно классифицировать как Protosporic Glacic Cryosol.

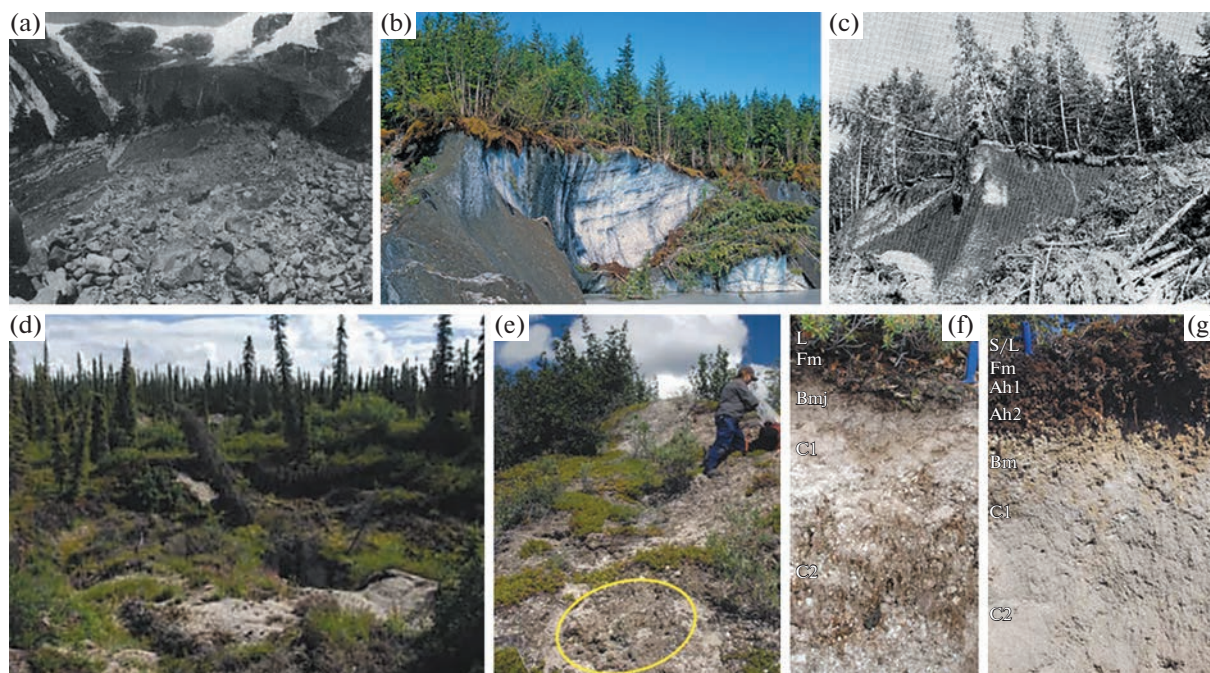


Рис. 7. Почвы с подстилением слабоподвижных ледников и глыб мертвого (не движущегося) льда: а — ледник Каса Панг, Чили, деревья нотофагуса растут на слаборазвитых каменистых почвах [180]; б и с — глыбы мертвого льда около ледников Аляски под полноценным лесом из ситкинской ели; б — ледник Фэрүэтер (фото Tom Bean), данных по почвам нет, с — ледник Куштака, почва — инициальный подзол, подстилаемый чистым льдом на глубине 90 см [209]; d–g — почвы на тefре, аккумулятивной на морене с ледяным ядром ледника Клуэлан, залегающим на глубине около 2 м, провинция Юкон, Канада [193]: d — общий вид — формы ледового карста с “пьяным лесом” и выходами тefры на поверхность на крутых склонах, е — разреженный напочвенный покров и биокорка на поверхности крутых склонов, f — Dystric Brunic Arenosol (Gelic), g — Dystric Cambisol (Arenic, Gelic, Humic).

Наконец, наиболее развитые почвы описаны на тefре, аккумулятивной на морене с ледяным ядром ледника Клуэлан (провинция Юкон, Канада), залегающим на глубине около 2 м, (61°36' N, 140°39' W) [193]. Исследования проводились на высоте 1050 м. Здесь отчетливо выражен ледовый карст — неравномерное протавивание ледяного ядра приводит к формированию неоднородного почвенно-растительного покрова (рис. 7d, 7e). На наиболее стабильных участках формируются леса из ели белой (*Picea glauca*) с примесью березы, на нарушенных участках в растительном покрове преобладает кустарник из ольхи, а на совсем сильно нарушенных пятнах имеет место биологическая корка из лишайников. Соответственно, наиболее развитые почвы авторы отнесли к Брунисолям по канадской классификации. Полноценные химические данные позволили классифицировать их по WRB как Dystric Cambisols (Arenic, Gelic, Humic) (рис. 7g). Менее развитые почвы (Регосоли по канадской системе) классифицированы как Dystric Brunic Arenosols (Gelic) (рис. 7f). На крутых склонах ледово-карстовых форм тefра и другие минеральные частицы удерживаются вместе органическим детритом и лишайниками с образованием поверхностной почвенной корки. Авторы никак не

классифицируют эти образования, но по WRB они соответствуют почвам Protic Arenosols (Gelic?). Интересно, что несмотря на существенную роль тefры почвы не соответствуют критериям andic и vitric.

ТИПИЗАЦИЯ СУПРАГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОРГАНО-МИНЕРАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ С ПОЗИЦИИ ПОЧВОВЕДЕНИЯ

Экспонированные поверхности льда и снега. Предпочвы. Как же можно рассматривать тонкие, не всегда организованные в микрогоризонты или структурные агрегаты, органические, органо-минеральные и минеральные гетерогенные дисперсные системы на поверхности ледников с позиции теоретического почвоведения? Напрямую такие объекты ни в общей теории педогенеза [22], ни в концепции экстремального почвообразования [11, 12] не рассматривались, так как для почвоподобных тел (солоидов) требуется хоть какая-то организация материала. Ближе всего они относятся к такому элементу почвенных систем как “предпочвы” [22], т.е. недифференцированные *in situ* на уровне твердой фазы тела, в которых может наблюдаться зонирование по температурно-влажностному режиму и функционированию

микробных сообществ. Однако в концепции почвенных систем предполагается, что с течением времени предпочвы станут почвами. С такими системами, как зеленый/розовый снег и лед, биопленки и органо-минеральные заполнения между кристаллами льда в коре таяния ледника это происходит не всегда. В зоне аккумуляции ледника они будут перекрыты снежным покровом и перейдут в тело ледника в виде несвязанных прослоев, а в зоне абляции или (1) будут смыты талыми водами, перенесены ниже по склону и попадут в твердый сток гидрологической сети или (2) будут организованы в криокониты, которые являются уже существенно иными супрагляциальными образованиями. Предлагается для подобных органо-минеральных систем ввести понятие *супрагляциальных предпочв*, среди которых есть как эфемерные разности, так и те, что разовьются в почвоподобные тела и почвы (рис. 8а).

Почвы и почвоподобные тела. Ранее гляциологов интересовали свойства примесей для определения альбедо и провенанса — источника привноса частиц. Инситные изменения, например, смена зеленого и красного цвета поверхностных водорослей на бурый и темно-серый в результате фотохимической и гетеротрофной трансформации ОВ практически не изучались. До Таширева [24] слово “почвы” применительно к объектам на открытой поверхности ледников упоминалось лишь при анализе источника светопоглощающих примесей, а термин “почвоподобные тела” (*soil-like bodies*) только недавно стали применять к скоплениям криоконита [1, 28–30, 151, 175].

Наиболее очевидными образованиями, которые можно отнести к почвам без перекрытия льда чехлом мелкоземисто-щебнистых отложений, являются органо-минеральные системы с длительным остаточным накоплением гумифицированного ОВ на горизонтальных и наклонных участках ледников или снежных покровов (рис. 8б). Они описаны на острове Галиндез в Западной Антарктике как *ледовые почвы* [24] и, вероятно, распространены шире в Субантарктике на невысоких островах, где ледники имеют слабонаклонную поверхность, а климат относительно теплый и влажный (по сравнению с континентальной Антарктикой) и предполагает относительную термостатированность условий, способствующую развитию мощных альго-бактериальных покровов на снеге и льду. Ледовые почвы образуются в “гравитационных” ловушках, связанных с локальным протаиванием льда и снега или механическим барьером в виде крупнообломочного материала и выходов плотных пород, которые препятствуют удалению продуктов трансформации ОВ. Их яркой особенностью является стратификация на макроскопические горизонты первичной продукции ОВ (органогенные) и на горизонты с гетеротрофной трансформацией ОВ (гумусовые).

К почвам также следует отнести *органо-минеральные системы под моховыми сообществами* на леднике с небольшим участием минерального материала (рис. 8с). В данном случае образуются *микропрофили*, которые могут состоять из подстильно-торфяного (О), грубогумусового (АО), гумусово-слаборазвитого (W) и минеральных горизонтов с участием криоконита и небольших количеств неоструктуренного мелкозема или мелкообломочного материала. Это метастабильные образования, которые то закрепляются, то перемещаются по поверхности ледника, но могут существовать и развиваться на нем в течение как минимум нескольких лет. По-видимому, наиболее широко такие почвы с микропрофилем распространены на ледниках Аляски, Шпицбергена, Исландии, Гренландии, Южной Америки и островов в Субантарктике.

Метастабильные почвоподобные тела на криоконите (рис. 8d) могут образовываться как внутри гранул (рис. 8d₁) с концентрическими микрогоризонтами первичной продукции на поверхности и гетеротрофной трансформации ОВ внутри гранул, так и на скоплениях переотложенного криоконита (рис. 8d₂), на которых преимущественно идет деградация ОВ и временное накопление продуктов гумификации. Структура крупных гранул наиболее сложна: наружный горизонт поддерживается за счет тесного взаимодействия глинистых минералов, нитчатых цианобактерий и других микроскопических фотоавтотрофов с обильным полимерным матриксом, а во внутреннем микрогоризонте поддерживаются преимущественно анаэробные условия и накапливаются остаточные твердофазные продукты трансформации ОВ. Наличие многочисленных минеральных поверхностей (глинистые минералы, выветрелые зерна первичных минералов) создает дополнительные условия для стабилизации ОВ. Метастабильные почвоподобные тела на криоконите, по-видимому, могут присутствовать в очень широком диапазоне условий на всех типах ледников за исключением самых удаленных внутренних участков ледяных щитов. Время существования таких почвоподобных тел зависит от локальных условий и варьирует от недель до десятков лет, например, в запечатанных ледяной крышкой каналах с криоконитом на ледниках Антарктиды.

Поверхности с перекрытием льда чехлом мелкоземисто-обломочного материала. В условиях более мощной и более стабильной полиминеральной матрицы почвообразование проходит стадию предпочвы и почвоподобного тела, и уже через годы и десятки лет появляются *почвы* со слаборазвитым (рис. 8е), а затем и полноразвитым профилем (рис. 8f). Здесь возможен широкий спектр вариантов от петроземов, щебнистых пелоземов и псаммоземов, инициальных подзолов и камбисо-

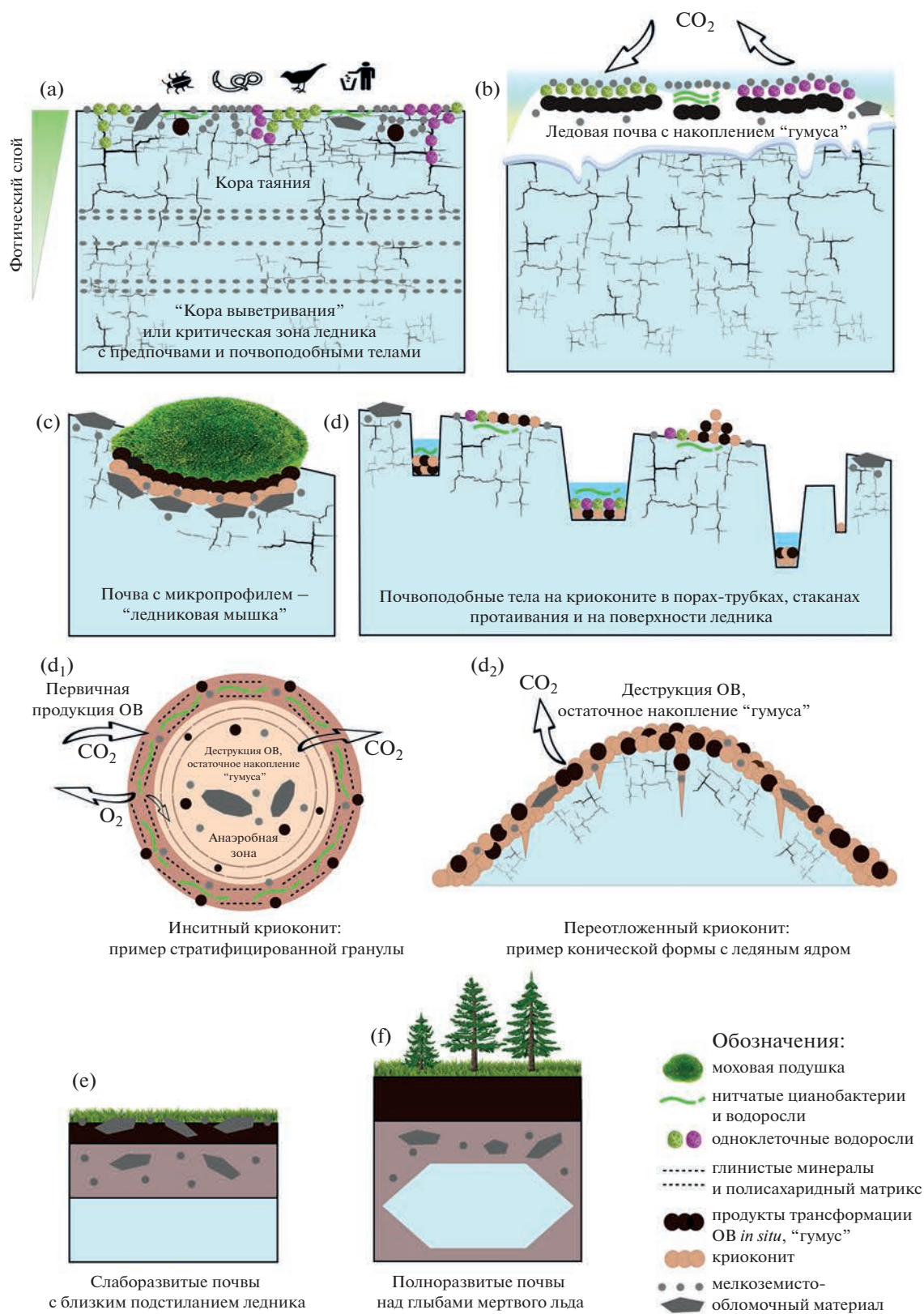


Рис. 8. Типизация супрагляциальных органо-минеральных образований с позиции почвообразования: а – предпочвы и почвоподобные тела во льду и снеге; б – ледовые почвы с остаточным накоплением твердофазных продуктов *in situ* и макроскопическими горизонтами; в – метастабильные почвы с микропрофилем O(AO)–W–C под мхами; д – метастабильные почвоподобные тела на криоконите с микропрофилями внутри крупных гранул (d₁) и микропрофилями на переотложенном криоконите (d₂); е – почвы на мелкоземисто-обломочном материале на ледниках; ф – почвы на погребенном/мертвом льду.

Таблица 1. Процессы в супрагляциальных органо-минеральных образованиях, характерные для почв и почвоподобных тел

Органо-минеральные образования	Процесс										Ссылка
	Аккумуляция ОВ	Фотохимическая трансформация ОВ	Гетеротрофная трансформация ОВ	Образование темноцветного “гумифицированного” ОВ	Стабилизация ОВ на минеральных поверхностях	Накопление остаточных твердофазных продуктов функционирования <i>in situ</i>	Агрегация мелкозема, биогенное структурирование	Биохимическое выветривание	Формирование микропрофилей	Формирование макропрофилей	
Во льду и снеге на леднике											
Зеленый, розовый, “арбузный” лед/снег	++	++	+	?	+	++	?	?	-	-	[39, 40, 90, 108, 192, 201]
Ледовые почвы	++	++	++	+++	+	+++	++	+	+	++	[24, 39, 40, 192]
Слоистые седименты в критической зоне ледника / годовичные слои/ мелкозем между кристаллами льда	+	+	+	?	?	?	?	+	?	?	Данные авторов
Под растениями на леднике											
Почвы с микропрофилем под моховыми сообществами – “ледниковые мышки”	++	?	+	+	++	++	++	++	+++	—	[4, 48, 107, 110, 177], данные авторов
Инситуный криоконит на леднике											
Элементарные агрегаты (микрогранулы)	++	++	+	++	++	++	++	+	+	—	[137, 187, 192, 216, 217, 221, 255]
Сложные агрегаты (мезогранулы)	+++	++	++	+++	++	+++	+++	++	++	—	
Переотложенный криоконит на леднике											
Поля дисперсного криоконита и струйчатые аккумуляции вдоль ручьев / конические формы с ледяным ядром	+	+++	+++	+++	++	++	+	+	+	—	Данные авторов, [128, 162]
На мелкоземисто-обломочном материале на ледниках и мертвом льду											
Почвы на кварц-силикатных отложениях с близким подстиланием ледников	+	н/п	++	+	++	++	+	++	н/п	+	[46, 63, 82, 83, 194]
Почвы на мелкоземисто-обломочном материале на ледниках и мертвом льду	++	н/п	++	+	++	++	++	++	н/п	+++	[180, 193, 209]

Степень выраженности процесса: слабо (+), средне (++), сильно (+++), неизвестно (?), неприменимо (н/п). Под микропрофилями подразумевается последовательность почвенных горизонтов O, AO и W под моховыми сообществами на леднике или окислительно-восстановительная стратификация внутри биогенных агрегатов (гранул) и их скоплениях на леднике.

лей до более развитых почв в зависимости от глубины залегания льда, стабильности субстрата и длительности почвообразования. Супрагляциальные почвы на мелкоземисто-обломочном материале на ледниках и мертвом льду описаны в Антарктиде, Андах и Альпах, на Кавказе, Аляске и в Канаде, и, вероятно, имеют очень широкое распространение, а их классификационное разнообразие выявлено далеко неполностью.

Проведя типизацию супрагляциальных органо-минеральных образований, идентифицировали в них следующие процессы, характерные для почв и почвоподобных тел (табл. 1): аккумуляция ОВ, его фотохимическая и гетеротрофная трансформация, стабилизация ОВ на минеральных поверхностях, образование темноцветного “гумифицированного” ОВ, накопление остаточных

твердофазных продуктов функционирования *in situ*, агрегация мелкозема и его биогенное оструктурирование, биохимическое выветривание минеральных частиц, и в итоге — формирование микро- и макропрофилей почв и почвоподобных тел на льду или на силикатных отложениях над льдом.

ОБМЕН ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ НА ПОВЕРХНОСТИ ЛЕДНИКОВ И В ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОМ ЛАНДШАФТЕ

Можно выделить четыре потенциально значимых компонента, влияющих на круговорот биогенных парниковых газов (ПГ) (CO₂, CH₄ и N₂O) в структуре ледникового биома: (1) поверхность ледников с активной супрагляциальной систе-

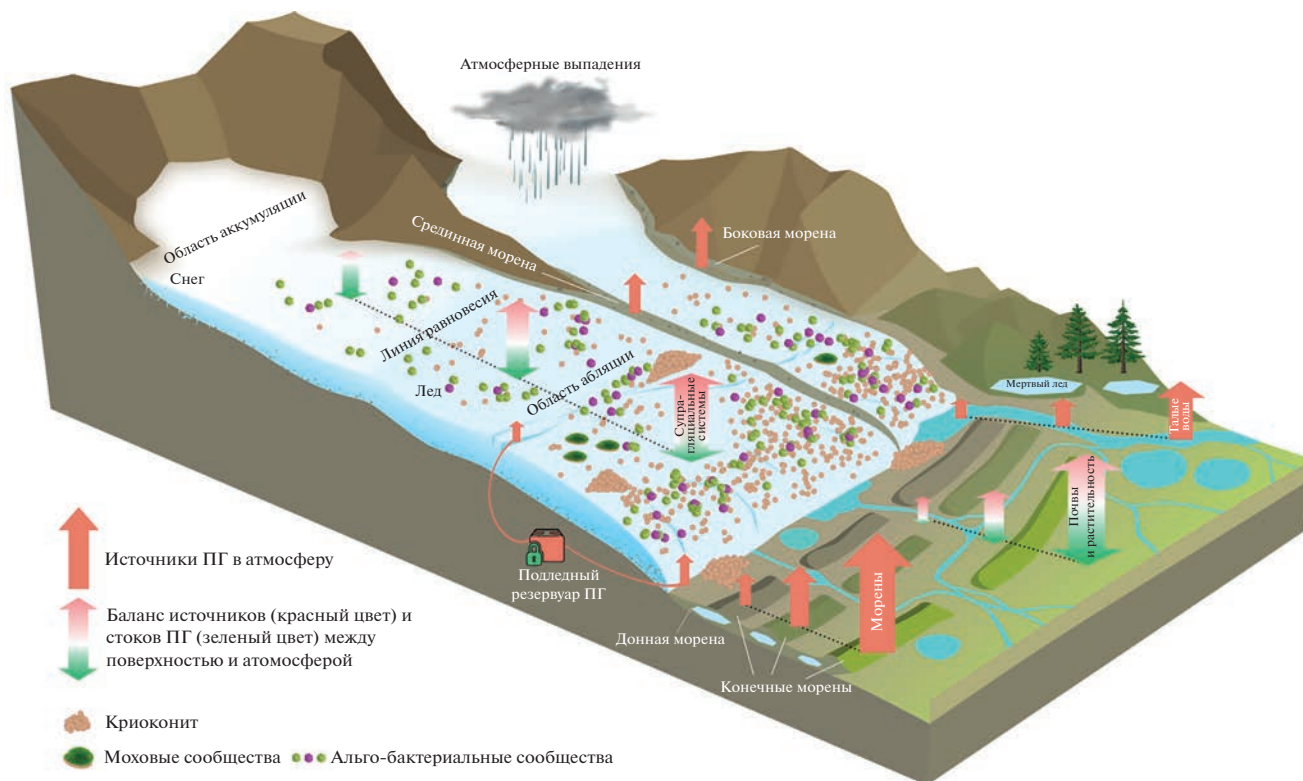


Рис. 9. Ледниковый биом и потоки парниковых газов (ПГ) в супрагляциальной и ближней перигляциальной зоне.

мой, (2) перигляциальные отложения, (3) талые воды и (4) подледные отложения. Это отражает уникальную особенность ледникового биома по сравнению с остальными: в современном “тающем” мире он является автотрофно-гетеротрофной экосистемой и донором биогенных элементов, накопленных как за прошлые ледниковые эпохи, так и в современной супрагляциальной зоне. Различные компоненты супрагляциальной зоны и перигляциального ландшафта могут быть как нетто-стоками, так и источниками ПГ (рис. 9).

Поверхность ледников. Как показывают расчеты на основе немногочисленных опубликованных данных [100], ледники за сезон абляции (обычно эта оценка принимается за годовое дыхание) с учетом криоконита в стаканах протаивания и дисперсного криоконита в процессе микробного дыхания выделяют 12–14 кг С км². Это суммарно дает лишь 0.22 млн т С в год, что нельзя считать существенным вкладом в биосферное дыхание. Только российские тундры в конце XX в. выделяли в процессе дыхания 474 млн т С в год, что на три порядка больше [252]. Если учесть первичную продукцию на ледниках, то оказывается, что это преимущественно нетто-автотрофные системы, где первичная продукция преобладает над валовым дыханием [34, 64, 100], хотя встречаются и нетто-гетеротрофные криоконитовые экосистемы [99]. Однако натурных оценок собственно

NEP (net ecosystem production = валовая первичная продукция – дыхание экосистемы) на ледниках, и по сей день, очень мало. Согласно обзору [64], внутри криоконитовых стаканов валовое дыхание менялось от 1.86 до 42.1, а нетто-баланс от –2.03 (С-источник) до +14.6 (С-сток) мкг С–СО₂/г сут). По данным того же обзора, из 27 найденных в литературе публикаций по первичной продуктивности, экосистемному дыханию или нетто-балансу супрагляциального материала, лишь 10 содержали оценки последнего показателя, охватывая период с 2007 по 2015. Авторы [212, 213] провели единственное в своем роде масштабное обследование вдоль 70 км трансекты поперек края Гренландского ледяного щита, надежно показав, что экосистемы криоконита в период таяния поглощают углерод, т.е. являются преимущественно автотрофными. Основными факторами нетто-баланса являются влияние талых вод и крутизны склона – дальше от края к центру ледника склон становится более пологим, что способствует увеличению количества и тонкослойному распределению массы внутри стаканов протаивания с криоконитом; в них дольше задерживаются биогенные элементы и выше первичная продукция. Но ближе к зоне таяния, где идет мощный смыв талыми водами, вещества криоконитов и микробиоты становится меньше, и нетто-баланс вновь снижается. Эта зона таяния

постепенно движется вверх в ходе теплого сезона. Отсюда следует, что нельзя просто экстраполировать данные с малых (горно-долинных) ледников на мощные покровные.

Вскипание криоконита в результате пузырькового транспорта отмечено как важный путь поступления CO_2 и метана в приземный слой воздуха из тающего льда, что может скачкообразно и синхронно повышать фоновую концентрацию CH_4 на 20 ppb, а CO_2 на 5 ppm, за интервалы времени порядка 10–15 мин [259]. В результате до 79% поступающего метана из талых ледниковых вод обьязано именно пузырьковому транспорту [262].

Первая (и пока единственная) попытка оценить глобальный вклад поверхности ледников в биосферный нетто-баланс CO_2 была предпринята авторами [36]. Экстраполируя имеющиеся данные, и исходя из преобладания автотрофии в стаканах протаивания с криоконитом, авторы рассчитали глобальную оценку стока в -0.064 млн т С в год для поверхности ледников вне Антарктики. Вновь сравнивая с приведенной выше оценкой для российской тундровой зоны (сток — 11.6 млн т С в год), можно видеть насколько первая величина незначительна. Однако средние удельные площадные оценки продукции и дыхания криоконитов на 3–4 порядка выше, чем на общей поверхности ледников, и сопоставимы с эмиссией из арктических озер. Используя эти данные, общий вклад криоконита в нетто-обмен CO_2 между поверхностью ледников и атмосферой можно минимально оценить, как 77%.

Такие экстраполяции относятся исключительно к сезонам таяния льда, при этом наиболее длительный, зимний период фактически игнорируется, что может значительно занижать оценки экосистемного дыхания и переоценивать нетто-сток CO_2 за год. Кроме того, почти все данные касаются покровных ледников Гренландии, Антарктики, а также ледников Шпицбергена. Сейчас активные исследования по обмену ПГ стали проводиться на Тибетском плато — крупнейшем ледниковом массиве на суше после Антарктики и Гренландии [259]. Российская территория Евразии остается в этом отношении практически неохваченной. Исключение составляют недавние работы в перигляциальной зоне крупнейшего покровного ледника России на архипелаге Новая Земля [20] и первые оценки баланса парниковых газов на ледниках Кавказа и Алтая [14].

Однако значение ледников как биосферных агентов определяется не существующей “прижизненной” величиной баланса CO_2 на их поверхности (что во многом зависит от присутствия криоконита), а консервирующими свойствами массы льдов, а также их высоким альбедо. Поэтому баланс CO_2 и других биогенных ПГ гораздо

важнее изучать на месте сошедшего ледника, а также в процессе его таяния.

Кроме изучения перигляциальных потоков ПГ в локальном масштабе, крайне скромно представлены исследования, охватывающие *ледниковый ландшафт в целом*, включая вклад абиотических процессов. Одной из пионерных здесь является работа [239] по Западному Тянь-Шаню, которая показала, что весь ледниковый бассейн за сезон таяния оказался небольшим, но значимым стоком CO_2 величиной -0.05 над чистым льдом, и -0.07 мкмоль/(м² с) над молодыми моренами с ледяным основанием. Важно, что основным механизмом в данном случае является абиотическое поглощение CO_2 талой водой с образованием угольной кислоты. Таким образом, “химический насос”, выкачивающий CO_2 из атмосферы, заменил собой насос биологический, действующий через фотосинтез. При этом были отмечены сильные колебания стока CO_2 на часовом шаге измерений, что связывается со скачкообразным высвобождением газов из пузырьков, содержащихся в таящем льду [189]. В принципе, такой механизм должен приводить к увеличению эмиссии в атмосферу ПГ, таких как CO_2 , что противоречит результатам, демонстрирующим его преимущественное поглощение. Однако воздух в пузырьках, образующихся при таянии, содержит концентрацию CO_2 меньшую, чем в современной атмосфере, т.е. ~ 295 ppm, что характерно для дотехнологической эпохи. Видимо выделение этих дополнительных молекул успевает компенсироваться их химическим связыванием в ландшафтном и сезонном масштабах. При этом 75% С растаявших ледников выносятся в растворенном виде в океан, в форме HCO_3^- , и только 25% в газообразном виде сразу поступает в атмосферу [189].

Этот факт указывает на активное направление, которое сформировалось за последнее десятилетие в отношении *эмиссии CO_2 и метана из талых ледниковых вод, перигляциальных образований и подледных отложений*, что включает в исследовательскую орбиту ледниковый ландшафт в целом, и граничащие с ледниками наземные и водные биомы. Наиболее подробно в этом отношении исследован обмен Гренландского ледника [35, 56, 134, 189], и начато подробное изучение Тибетского плато [259]. Все реки и озера выделяют респираторный CO_2 в атмосферу, но в ледниковых реках и озерах становится важен вклад химического выветривания с участием карбонатов и силикатов, в ходе которого CO_2 переходит в форму гидрокарбонат-аниона HCO_3^- , что может считаться стоком углерода, если оперировать характерными временами жизни гидрокарбонат-аниона в водах суши (10^2 – 10^3 лет) или в океане (10^5 лет) [189]. Множественный анализ водных проб показывает,

что при удалении от Гренландского щита к океану содержание растворенного CO_2 постепенно уменьшается, а HCO_3^- увеличивается, затем, по мере установления равновесия с атмосферой (примерно, через 20 км от ледника), содержание С в этих формах перестает меняться. Согласно предварительным оценкам, на 50% это CO_2 , содержащийся в поверхностных водах, стекающих с ледника, а остальное количество выделяется из-под самого ледяного щита. Вода из-под Гренландского ледника поступает очень насыщенная CO_2 , но при этом этот газ выделяется в атмосферу в очень небольших количествах — порядка 0.11 млн т С в год. Тем не менее, модели показывают, что при наиболее напряженных климатических сценариях, по достижении в ходе таяния нижних слоев льда, насыщенных CO_2 , к 2100 г. эмиссия может достигнуть 100–170 млн т С(CO_2) в год [189], что сравнимо, например, с современной эмиссией от лесных пожаров в России.

Концентрации CO_2 и метана в талых ледниковых водах могут на порядки отличаться между участками Гренландского ледника, а сами воды могут быть как перенасыщенными, так и недонасыщенными этими газами [165]. В частности, существенные различия в величине подледниковых источников CO_2 , при относительном равенстве скоростей атмосферных стоков, приводят к тому, что местные талые воды являются либо нетто-источниками, либо поглотителями атмосферного CO_2 . Эти результаты подчеркивают ранее не признанную степень неоднородности в динамике парниковых газов под ледяным щитом. При этом ледниковые воды всегда остаются источниками метана [259]. В целом метан, содержащийся в талых ледниковых водах Земли, представляет собой потенциальный источник в атмосферу около 1 млн т в год при его запасах под ледниками в форме газогидратов до 480 млрд т $\text{C}-\text{CH}_4$, а общее поступление углерода во всех формах с абляцией составляет не менее 6 млн т С в год [238].

Сейчас появились новейшие крупномасштабные исследования, оценивающие баланс С-содержащих ПГ во всех основных компонентах ледникового ландшафта Тибетского плато, включая супрагляциальные поверхности, криоконитовые стаканы, перигляциальные отложения и перигляциальные реки и озера [259], где показано значительно усиление эмиссии метана и CO_2 из моренных отложений и талых ледниковых вод в результате потепления климата. Распространение застойного увлажнения, озер и болот на Тибетском плато в результате прогрессирующего отступления ледников увеличило эмиссию CH_4 до 0.96 млн т в год в 2000-е гг., что по независимым оценкам, превысило скорость его поглощения на той же площади (0.74 млн т в год) [242]. При том,

что стаканы протаивания с криоконитом в этом ландшафте могут быть как нетто-стоками, так и источниками CO_2 , несомненно то, что они выступают нетто-источниками метана [259].

Среди трех наиболее важных биогенных ПГ, меньше всего исследований в супрагляциальной и перигляциальной зонах посвящено балансу N_2O , что объясняется недостаточной величиной его потоков для инструментальной оценки. Значимые выбросы N_2O фиксируются только на моренных отложениях при появлении на них растительности [226] или под влиянием гуано в колониях птиц [240]. При этом важными факторами баланса между продукцией и поглощением газа являются рН и степень аэрации почв, также возможен существенный вклад абиогенной продукции закиси азота.

Продолжающееся потепление климата диктует необходимость объединения в прогностических моделях биосферной динамики всех компонентов ледникового биома (супрагляциальных поверхностей, субгляциальных отложений, морен и талых вод), и учета значимых положительных обратных связей. При этом важно включение в биосферные модели биотической составляющей баланса ПГ ледников. Существует отдельная нехватка данных по газообмену ПГ покровных и горных ледников, расположенных на территории России, все еще представляющей в этом отношении “белое пятно”. Необходимость таких исследований связана с тем, что показатели продукции, поглощения и транспорта ПГ могут существенно зависеть от местных особенностей строения ледников, климата, антропогенного влияния, и предшествующей геологической истории.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Супрагляциальные органо-минеральные образования обладают наиболее разнообразным составом и самой высокой скоростью биологического круговорота среди всех компонентов ледникового биома. В период абляции на леднике нет недостатка в жидкой воде, органических и минеральных примесях, взаимодействие которых приводит к появлению органо-минеральных тел с новыми свойствами, меняющими структуру сообщества организмов, химический состав вещества и спектральные характеристики поверхности ледника, так как не сделал бы ни один из компонентов по отдельности (эмерджентность системы). Анализ разнообразия, строения и процессов формирования супрагляциальных органо-минеральных образований показал, что некоторые из них имеют признаки почв и почвоподобных тел. Важнейшими из таких признаков являются накопление ОВ, его стабилизация на минеральных поверхностях и в агрегатах, трансформация ОВ с

остаточным накоплением темноцветных твердофазных продуктов *in situ*. Среди супрагляциальных образований предлагается выделять предпочвы, в том числе эфемерные, и почвоподобные тела во льду и снеге, метастабильные почвоподобные тела на криоконите и почвы с микропрофилями под моховыми сообществами на льду, а также относительно стабильные почвы с макропрофилями на мелкоземисто-обломочных отложениях с подстиланием ледников и мертвого льда. Легкодоступное ОВ, полученное в супрагляциальном “реакторе”, в том числе в его ячейках — почвах и почвоподобных телах, оказывает существенное влияние на перигляциальную зону, приводя к резервуарному и прайминг эффектам и воздействуя на все звенья трофической цепи, а также на формирование инициального почвенного покрова после отступления ледников.

Супрагляциальная зона ледников представляет собой автотрофно-гетеротрофную экосистему. Ее органо-минеральные компоненты, включая почвы и почвоподобные тела, при разных условиях являются как нетто-стоками, так и источниками парниковых газов. Однако в современном “тающем” мире биосферное значение ледников определяется не только “прижизненной” величиной баланса парниковых газов на их поверхности, но и консервирующими свойствами массы льдов, а также их альбедо. Поэтому баланс парниковых газов необходимо изучать во всех компонентах ледникового ландшафта, в том числе на месте сошедших ледников и в процессе их таяния.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы очень благодарны Булату Рафаэлевичу Мавлюдову и Николаю Ивановичу Осокину за помощь в организации исследований, консультации и вдохновение.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Обзор подготовлен при финансовой поддержке РНФ, проект № 20-17-00212: собственные полевые материалы, литературный обзор, систематизация данных и теоретическое обобщение по почвенным и почвоподобным телам на ледниках. Отдельные частные вопросы оценки ^{14}C возраста органического вещества рассматривались в рамках темы государственного задания № 0148-2019-0006, а по геохимии светопоглощающего материала на поверхности ледников — в рамках мегагранта (соглашение № 075-15-2021-599, 08.06.2021).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абакумов Е.В., Темботов Р.Х. Влияние светопоглощающих частиц на дегляциацию ледников полярных и горных территорий // Самарская Лука: проблемы региональной и глобальной экологии. 2020. Т. 29. № 2. С. 5–11.
2. Абакумов Е.В., Темботов Р.Х. Биохимические свойства криоконитов ледников Центрального Кавказа // Самарская Лука: проблемы региональной и глобальной экологии. 2021. Т. 30. № 3. С. 38–46.
3. Абакумов Е.В., Жиянски М., Чиграй С.Н., Поляков В.И. Роль птиц в формировании органо-минеральных криоконитов на ледниках Субантарктики // Русский орнитологический журн. 2020. № 29(1957). С. 3540–3544.
4. Белкина О.А., Мавлюдов Б.Р. Мхи на ледниках Шпицбергена // Ботанический журн. 2011. № 96(5). С. 582–596.
5. Галанин А.А. Каменные глетчеры-особый тип современного горного оледенения северо-востока Азии // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. 2005. № 5. С. 59–70.
6. Глазовская М.А. Эоловые мелкоземистые накопления на ледниках хребта Терской Ала-Тау // Тр. Института географии АН СССР. 1952. Вып. 49. С. 55–69.
7. Глазовская М.А. Эоловые отложения на ледниках Тянь-Шаня // Природа. 1954. № 2. С. 90–92.
8. Глазовская М.А. Субэральные покровные пылеватые суглинки и почвы в высокогорьях Внутреннего Тянь-Шаня // Многоликая география. Развитие идей Иннокентия Петровича Герасимова (к 100-летию со дня рождения). 2005. С. 132–163.
9. Геннадиев А.Н. Изучение почвообразования методом хронорядов (на примере почв Приэльбрусья) // Почвоведение. 1978. № 12. С. 33–43.
10. Горбунов А., Горбунова И. География каменных глетчеров мира. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2010.
11. Горячкин С.В., Мергелов Н.С., Таргульян В.О. Генезис и география почв экстремальных условий: элементы теории и методические подходы // Почвоведение. 2019. № 1. С. 5–19.
12. Горячкин С.В. География экстремальных почв и почвоподобных систем // Вестник РАН. 2022. № 92(6). С. 564–571.
13. Зазовская Э.П., Мергелов Н.С., Шишков В.А., Долгих А.В., Добрянский А.С., Лебедева М.П., Турчинская С.М., Горячкин С.В. Криокониты как факторы развития почв в условиях быстрого отступления ледника Альдегонда, Западный Шпицберген // Почвоведение. 2022. № 3. С. 281–295. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22030157>
14. Карелин Д.В., Кутузов С.С., Горячкин С.В., Зазовская Э.П., Котляков В.М. Российские горные ледники в “тающем” мире: первые оценки баланса

- парниковых газов на Кавказе и Алтае // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 504(1). С. 104–109.
15. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
 16. Котляков В.М., Рототеева О.В., Носенко Г.А., Десинов Л.В., Осокин Н.И., Чернов Р.А. Кармадонская катастрофа: что случилось и чего ждать дальше. М.: Издательский дом “Кодекс”, 2014. 184 с.
 17. Мавлюдов Б.Р. Дренажные системы ледников. М.: Изд-во Ин-та географии РАН. 2006.
 18. Миндлин С.З., Петрова М.А. О происхождении и распространении устойчивости к антибиотикам: результаты изучения древних бактерий из многолетнемерзлых отложений // Молекулярная генетика, микробиология и вирусология. 2017. 35(4). С. 123–132.
 19. Москалевский М.Ю. О роли криогенного фактора при формировании донно-моренных отложений (в условиях покровного оледенения Северной Земли) // Проблемы криолитологии. 1978. Вып. VIII. С. 178–183.
 20. Никитин Д.А., Лысак Л.В., Бадмадашиев Д.В., Холод С.С., Мержелов Н.С., Долгих А.В., Горячкин С.В. Биологическая активность почв в условиях покровного оледенения в северной части архипелага Новая Земля // Почвоведение. 2021. №10. С. 1207–1230. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21100087>
 21. Носенко Г.А., Никитин С.А., Хромова, Т.Е. Изменение площади и объема ледников Горного Алтая (Россия) с середины XX в. по данным космических съемок // Лед и снег. 2015. № 54(2). С. 5–13.
 22. Таргульян В.О. Теория педогенеза и эволюции почв. М.: Издательство ГЕОС. 2019. 297 с.
 23. Таргульян В.О. Элементарные почвообразовательные процессы // Почвоведение. 2005. № 12. С. 1413–1422.
 24. Таширев А.Б., Таширева А.А., Березкина А.Е. Роль криоценозов в формировании почв на ледниках Западной Антарктики // Доповіді Національної академії наук України. 2012. № 4. С. 155–161.
 25. Ферсман А.Е. Геохимия и минералогия полярных областей // Доклады АН СССР. 1938. Т. 19. № 8.
 26. Чумаков Н.М. Оледенения Земли История, стратиграфическое значение и роль в биосфере // Тр. Геологического ин-та. 2015. № 611.
 27. Шишков В.А., Заовская Э.П., Лебедева М.П., Мержелов Н.С., Долгих А.В. Особенности микростроения почв, развитых на криоконитах в экстремальных условиях зоны отступления ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) // Морфология почв от макро- до субмикроразнообразия. 2016. С. 359–363.
 28. Abakumov E., Nizamutdinov T., Polyakov V. Analysis of the polydispersity of soil-like bodies in glacier environments by the laser light scattering (diffraction) method // Biol. Comm. 2021. V. 66(3). P. 198–209. <https://doi.org/10.21638/spbu03.2021.302>
 29. Abakumov E., Tembotov R., Kushnov I., Polyakov V. Micromorphology of cryoconite on Garabashi and Skhelda glaciers and soils of Baksan Gorge, Mt. Elbrus, Central Caucasus // Polish Polar Res. 2021. V. 43(1). P. 1–20. <https://doi.org/10.24425/ppr.2021.138590>
 30. Abakumov E., Kushnov I., Nizamutdinov T., Tembotov R. Cryoconites as biogeochemical markers of anthropogenic impact in high mountain regions: analysis of polyaromatic pollutants in soil-like bodies // One Ecosystem. 2022. V. 7. P. 1–26. <https://doi.org/10.3897/oneeco.7.e78028>
 31. Abakumov E., Gangapshv A., Gezhaev A., Tembotov R. Radionuclide activity in cryoconite from glaciers of the Central Caucasus, Russia // Solid Earth Sci. 2022. V. 7(4). P. 268–275. <https://doi.org/10.1016/j.sesci.2022.08.001>
 32. Abbot D.S., Pierrehumbert R.T. Mudball: Surface dust and snowball Earth deglaciation // J. Geophys. Res.: Atmospheres. 2010. V. 115(D3). P. 1–11. <https://doi.org/10.1029/2009JD012007>
 33. Abouhend A.S., Milferstedt K., Hamelin J., Ansari A.A., Butler C., Carbajal-González B.I., Park C. Growth progression of oxygenic photogranules and its impact on bioactivity for aeration-free wastewater treatment // Environ. Sci. Technol. 2019. V. 54(1). P. 486–496. <https://doi.org/10.1021/acs.est.9b04745>
 34. Ambrosini R., Azzoni R.S., Pittino F., Diolaiuti G., Franzetti A., Parolini M. First evidence of microplastic contamination in the supraglacial debris of an alpine glacier // Environ. Poll. 2019. V. 253. P. 297–301. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2019.07.005>
 35. Andrew L.C. Greenland’s subglacial methane released // Nature. 2019. V. 565(7737). P. 31–32. <https://doi.org/10.1038%2Fd41586-018-07762-7>
 36. 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 Biol. 2009. V. 15(4). P. 955–960. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01758.x>
 37. Anesio A.M., Laybourn-Parry J. Glaciers and ice sheets as a biome // Trends Ecology Evolution. 2012. V. 27(4). P. 219–225. <https://doi.org/10.1016/j.tree.2011.09.012>
 38. Anesio A.M., Mindl B., Laybourn-Parry J., Hodson A.J., Sattler B. Viral dynamics in cryoconite on a high Arctic glacier (Svalbard) // J. Geophys. Res. 2007. V. 112(G4). P. 1–10. <https://doi.org/10.1029/2006JG000350>
 39. Antony R., Grannas A.M., Willoughby A.S., Sleighter R.L., Thamban M., Hatcher P.G. Origin and sources of dissolved organic matter in snow on the East Antarctic ice sheet // Environ. Sci. Technol. 2014. V. 48(11). P. 6151–6159. <https://doi.org/10.1021/es405246a>
 40. Antony R., Willoughby A.S., Grannas A.M., Catanzano V., Sleighter R.L., Thamban M., Hatcher P.G., Nair S. Molecular insights on dissolved organic matter transformation by supraglacial microbial communities //

- Environ. Sci. Technol. 2017. V. 51(8). P. 4328–4337.
https://doi.org/10.1021/acs.est.6b05780
41. *Baccolo G., Di Mauro B., Massabò D., Clemenza M., Nastasi M., Delmonte B., Prata M., Prati P., Previtali E., Maggi V.* Cryoconite as a temporary sink for anthropogenic species stored in glaciers // *Sci. Rep.* 2017. V. 7(1). P. 1–11.
https://doi.org/10.1038/s41598-017-10220-5
 42. *Baccolo G., Łokas E., Gaca P., Massabò D., Ambrosini R., Azzone R.S., Clason C., Di Mauro B., Franzetti A., Nastasi M., Prata M., Prati P., Previtali E., Delmonte B., Maggi V.* Cryoconite: an efficient accumulator of radioactive fallout in glacial environments // *The Cryosphere.* 2020. V. 14(2). P. 657–672.
https://doi.org/10.5194/tc-14-657-2020
 43. *Bagshaw E.A., Tranter M., Fountain A.G., Welch K.A., Basagic H., Lyons W.B.* Biogeochemical evolution of cryoconite holes on Canada Glacier, Taylor Valley, Antarctica // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112(G4). P. 1–8.
https://doi.org/10.1029/2007JG000442
 44. *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? // *Arct. Antarct. Alp. Res.* 2013. V. 45(4). P. 1–15.
https://doi.org/10.1657/1938-4246-45.4.440
 45. *Bagshaw E.A., Tranter M., Wadham J.L., Fountain A.G., Dubnick A., Fitzsimons S.* Processes controlling carbon cycling in Antarctic glacier surface ecosystems // *Geochem. Perspect. Lett.* 2016. V. 2(1). P. 44–54.
https://doi.org/10.7185/geochemlet.1605
 46. *Balks M.R., López-Martínez J., Goryachkin S., Mergelov N.S., Schaefer C.E.G.R., Simas F.N.B., Almond P.C., Claridge G.G.C., McLeod M., Scarrow J.* Windows on Antarctic Soil-Landscape relations across selected regions of Antarctica // *Geological Society London Special Publications.* 2013. V. 381 (1). P. 397–410.
https://doi.org/10.1144/SP381.9
 47. *Bardgett R.D., Richter A., Bol R., Garnett M.H., Bäuml R., Xu X., Lopez-Capel E., Manning D., Hobbs P., Hartley I., Wanek W.* Heterotrophic microbial communities use ancient carbon following glacial retreat // *Biology letters.* 2007. V. 3(5). P. 487–490.
https://doi.org/10.1098/rsbl.2007.0242
 48. *Belkina O.A., Vilnet A.A.* Some aspects of the moss population development on the Svalbard glaciers // *Czech Polar Rep.* 2015. V. 5(2). P. 160–175.
https://doi.org/10.5817/CPR2015-2-14
 49. *Bellas C.M., Anesio A.M., Telling J. et al.* (2013) Viral impacts on bacterial communities in Arctic cryoconite // *Environ. Res. Lett.* V. 8. P. 045021.
 50. *Benn D.I., Le Hir G., Bao H., Donnadieu Y., Dumas C., Fleming E.J., et al* Orbitally forced ice sheet fluctuations during the Marinoan Snowball Earth glaciation // *Nat. Geosci.* 2015. V. 8(9). P. 704–707.
 51. *Beraldi-Campesi H.* Early life on land and the first terrestrial ecosystems // *Ecol. Process.* 2013. V. 2(1). P. 1–17.
https://doi.org/10.1186/2192-1709-2-1
 52. *Blank C.E., Sanchez-Baracaldo P.* Timing of morphological and ecological innovations in the cyanobacteria—a key to understanding the rise in atmospheric oxygen // *Geobiology.* 2010. V. 8(1). P. 1–23.
https://doi.org/10.1111/j.1472-4669.2009.00220.x
 53. *Bond T., Doherty S., Fahey D., Forster P., Berntsen T., DeAngelo B.J., Flanner M., Ghan S., Kaercher B., Koch D. et al.* Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2013. V. 118. P. 5380–5552.
https://doi.org/10.1002/jgrd.50171
 54. *Bourgeois J.C., Gajewski K., Koerner R.M.* Spatial patterns of pollen deposition in arctic snow // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2001. V. 106(D6). P. 5255–5265.
https://doi.org/10.1029/2000JD900708
 55. *Buda J., Łokas E., Pietryka M., Richter D., Magowski W., Iakovenko N.S., Porazinska D.L., Budzik T., Grabiec M., Grzesiak J., Klimaszuk P., Gaca P., Zawierucha K.* Biotope and biocenosis of cryoconite hole ecosystems on Ecology Glacier in the maritime Antarctic // *Sci. Total Environ.* 2020. V. 724. P. 138112.
https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.138112
 56. *Burns R., Wynn P.M., Barker P., McNamara N., Oakley S., Ostle N., Stott A.W., Tuffen H., Zhou Z., Tweed F.S., Chesler A., Stuart M.* Direct isotopic evidence of biogenic methane production and efflux from beneath a temperate glacier // *Sci. Rep.* 2018. V. 8(17118). P. 1–8.
https://doi.org/10.1038/s41598-018-35253-2
 57. *Butterfield N.J.* Early evolution of the Eukaryota // *Palaeontology.* 2015. V. 58(1). P. 5–17.
https://doi.org/10.1111/pala.12139
 58. *Cameron K.A., Hodson A.J., Osborn A.M.* Structure and diversity of bacterial, eukaryotic and archaeal communities in glacial cryoconite holes from the Arctic and the Antarctic // *FEMS Microbiol. Ecol.* 2012. V. 82(2). P. 254–267.
https://doi.org/10.1111/j.1574-6941.2011.01277.x
 59. *Casey K.A., Kääb A., Benn D.I.* Geochemical characterization of supraglacial debris via in situ and optical remote sensing methods: a case study in Khumbu Himalaya, Nepal // *Cryosphere.* 2012. V. 6(1). P. 85–100.
https://doi.org/10.5194/tc-6-85-2012
 60. *Chakrabarty R.K., Moosmüller H., Chen L.W., Lewis K., Arnott W.P., Mazzoleni C., Dubey M.K., Wold C.E., Hao W.M., Kreidenweis S.M.* Brown carbon in tar balls from smoldering biomass combustion // *Atmos. Chem. Phys.* 2010. V. 10(13). P. 6363–6370.
https://doi.org/10.5194/acp-10-6363-2010
 61. *Christner B.C., Kvitko B.H., Reeve J.N.* Molecular identification of bacteria and eukarya inhabiting an Antarctic cryoconite hole // *Extremophiles.* 2003. V. 7(3). P. 177–183.
https://doi.org/10.1007/s00792-002-0309-0
 62. *Cohen P.A., Macdonald F.A.* The Proterozoic record of eukaryotes // *Paleobiology.* 2015. V. 41(4). P. 610–632.
https://doi.org/10.1017/pab.2015.25

63. Collier E., Nicholson L.I., Brock B.W., Maussion F., Esery R., Bush A.B.G. Representing moisture fluxes and phase changes in glacier debris cover using a reservoir approach // *The Cryosphere*. 2014. V. 8(4). P. 1429–1444. <https://doi.org/10.5194/tc-8-1429-2014>
64. Cook J., Edwards A., Takeuchi N., Irvine-Fynn T. Cryoconite: the dark biological secret of the cryosphere // *Prog. Phys. Geogr.* 2016. V. 40(1). P. 66–111. <https://doi.org/10.1177/0309133315616574>
65. Cook J.M., Hodson A.J., Irvine-Fynn T.D. Supraglacial weathering crust dynamics inferred from cryoconite hole hydrology / *Hydrological Processes*. Epubahead of print. 2016. <https://doi.org/10.1002/hyp.10602>
66. Coulson S.J., Midgley N.G. The role of glacier mice in the invertebrate colonisation of glacial surfaces: the moss balls of the Falljökull, Iceland // *Polar Biol.* 2012. V. 35(11). P. 1651–1658. <https://doi.org/10.1007/s00300-012-1205-4>
67. D'Andrilli J., Foreman C.M., Sigl M., Priscu J.C., McConnell J.R. 2017. A 21000-year record of fluorescent organic matter markers in the WAIS Divide ice core // *Clim. Past* V. 13(5). P. 533–544. <https://doi.org/10.5194/cp-13-533-2017>
68. Darcy J.L., Gendron E., Sommers P., Porazinska D.L., Schmidt S.K. Island biogeography of cryoconite hole bacteria in Antarctica's Taylor Valley and around the world // *Front. Ecol. Evol.* 2018. V. 6(180). <https://doi.org/10.3389/fevo.2018.00180>
69. Dawson J.B., Hinton R.W., Steele I.M. The composition of anorthoclase and nepheline in Mount Kenya phonolite and Kilimanjaro trachyte, and crystal–glass partitioning of elements // *Can. Mineral.* 2008. V. 46(6). P. 1455–1464. <https://doi.org/10.3749/canmin.46.6.1455>
70. de Menezes G.C.A., Porto B.A., Simões J.C., Rosa C.A., Rosa L.H. Fungi in snow and glacial ice of Antarctica / *Fungi of Antarctica: diversity, ecology and biotechnological applications*. 2019. P. 127–146. https://doi.org/10.1007/978-3-030-18367-7_6
71. de Menezes G.C.A., Amorim S.S., Gonçalves V.N., Godinho V.M., Simões J.C., Rosa C.A. Rosa L.H. Diversity, Distribution, and Ecology of Fungi in the Seasonal Snow of 918 Antarctica // *Microorganisms*. 2019. V. 7. P. 445–445. <https://doi.org/10.3390/microorganisms7100445>
72. Deuerling K.M., Lyons W.B., Welch S.A., Welch K.A. The characterization and role of aeolian deposition on water quality, McMurdo Dry Valleys, Antarctica // *Aeolian Res.* 2014. V. 13. P. 7–17. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2014.01.002>
73. Di Mauro B., Baccolo G., Garzonio R., Giardino C., Massabò D., Piazzalunga A., Rossini M., Colombo R. Impact of impurities and cryoconite on the optical properties of the Morteratsch Glacier (Swiss Alps) // *Cryosphere*. 2017. V. 11. P. 2393–2409. <https://doi.org/10.5194/tc-11-2393-2017>
74. Di Mauro B., Fava F., Ferrero L., Garzonio R., Baccolo G., Delmonte B., Colombo R. Mineral dust impact on snow radiative properties in the European Alps combining ground, UAV, and satellite observations // *J. Geophys. Res.* 2015. V. 120. P. 6080–6097. <https://doi.org/10.1002/2015JD023287>
75. Di Mauro B., Garzonio R., Rossini M., Filippa G., Pogliotti P., Galvagno M., Morra di Cella U., Miglia-vacca M., Baccolo G., Clemenza M., Delmonte B., Maggi, Dumont V.M., Tuzet F., Lafaysse M., Morin S., Cremonese E., Colombo R. Saharan dust events in the European Alps: Role in snowmelt and geochemical characterization // *Cryosphere*. 2019. V. 13. P. 1147–1165. <https://doi.org/10.5194/tc-13-1147-2019>
76. Edwards A., Anesio A.M., Rassner S.M., Sattler B., Hubbard B., Perkins W.T., Young M. Possible interactions between bacterial diversity, microbial activity and supraglacial hydrology of cryoconite holes in Svalbard // *ISME J.* 2011. V. 51(1). P. 150–160. <https://doi.org/10.1038/ismej.2010.100>
77. Edwards A., Pachebat J.A., Swain M. et al. A metagenomic snapshot of taxonomic and functional diversity in an alpine glacier cryoconite ecosystem // *Environ. Res. Lett.* 2013. V. 8. P. 035003. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/3/035003>
78. Edwards M.B. Late Precambrian glacial loessites from north Norway and Svalbard // *J. Sediment. Res.* 1979. V. 49(1). P. 85–91. <https://doi.org/10.1306/212F76C6-2B24-11D7-8648000102C1865D>
79. Evans D.A. Stratigraphic, geochronological, and paleomagnetic constraints upon the Neoproterozoic climatic paradox // *Am. J. Sci.* 2000. V. 300(5). P. 347–433. <https://doi.org/10.2475/ajs.300.5.347>
80. Fellman J.B., Hood E., Raymond P.A., Hudson J., Bozeman M., Arimitsu M. Evidence for the assimilation of ancient glacier organic carbon in a proglacial stream food web // *Limnol. Oceanogr.* 2015. V. 60(4). P. 1118–1128. <https://doi.org/10.1002/lno.10088>
81. Ferrario C., Pittino F., Tagliaferri I., Gandolfi I., Bestetti G., Azzone R.S., Diolaiuti G., Franzetti A., Ambrosini R., Villa S. Bacteria contribute to pesticide degradation in cryoconite holes in an Alpine glacier // *Environ. Pollut.* 2017. V. 230. P. 919–926. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2017.07.039>
82. Fickert T., Friend D., Grüniger F., Molnia B., Richter M. Did Debris-Covered Glaciers Serve as Pleistocene Refugia for Plants? A New Hypothesis Derived from Observations of Recent Plant Growth on Glacier Surfaces // *Arct. Antarct. Alp. Res.* 2007. V. 39(2). P. 245–257. [https://doi.org/10.1657/1523-0430\(2007\)39\[245:DDGSAP\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1657/1523-0430(2007)39[245:DDGSAP]2.0.CO;2)
83. Fickert T., Friend D., Molnia B., Grüniger F., Richter M. Vegetation ecology of debris-covered glaciers (DCGs)—site conditions, vegetation patterns and implications for DCGs serving as quaternary cold-and warm-stage plant refugia // *Diversity*. 2022. V. 14(2). P. 114. <https://doi.org/10.3390/d14020114>
84. Fountain A.G., Tranter M., Nylen T.H., Lewis K.J., Mueller D.R. Evolution of cryoconite holes and their

- contribution to meltwater runoff from glaciers in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica // *J. Glaciol.* 2004. V. 50(168). P. 323–335.
85. *Fountain A.G., Nylan T.H., Tranter M., Bagshaw E.* Temporal variations in physical and chemical features of cryoconite holes on Canada Glacier, McMurdo Dry Valleys, Antarctica // *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 2008. V. 113(G1).
<https://doi.org/10.1029/2007JG000430>
 86. *Goodwin K., Loso M.G., Braun M.* Glacial transport of human waste and survival of fecal bacteria on Mt. McKinley's Kahiltna Glacier, Denali National Park, Alaska // *Arct. Antarct. Alp. Res.* 2012. V. 44(4). P. 432–445.
<https://doi.org/10.1657/1938-4246-44.4.432>
 87. *Graber E.R., Rudich Y.* Atmospheric HULIS: How humic-like are they? A comprehensive and critical review // *Atmos. Chem. Phys.* 2006. V. 6(3). P. 729–753.
<https://doi.org/10.5194/acp-6-729-2006>
 88. *Graham L.E., Cook M.E., Wilcox L.W., Graham J., Taylor W., Wellman C.H., Lewis L.* Resistance of filamentous chlorophycean, ulvophycean, and xanthophycean algae to acetolysis: testing Proterozoic and Paleozoic microfossil attributions // *Int. J. Plant Sci.* 2013. V. 174(6). P. 947–957.
<https://doi.org/10.1086/670591>
 89. *Grannas A.M., Hockaday W.C., Hatcher P.G., Thompson L.G., Mosley-Thompson E.* New revelations on the nature of organic matter in ice cores // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2006. V. 111(D4).
<https://doi.org/10.1029/2005JD006251>
 90. *Gray A., Krolkowski M., Fretwell P., Convey P., Peck L.S., Mendelova M., Smith A.G., Davey M.P.* Remote sensing reveals Antarctic green snow algae as important terrestrial carbon sink // *Nat. Commun.* 2020. V. 11(1). P. 2527.
<https://doi.org/10.1038/s41467-020-16018-w>
 91. *Guo B., Liu Y., Liu K., Shi Q., He C., Cai R., Jiao N.* Different dissolved organic matter composition between central and southern glaciers on the Tibetan Plateau // *Ecol. Indic.* 2022. V. 139. P. 108888.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2022.108888>
 92. *Hadley O.L., Kirchstetter T.W.* Black-carbon reduction of snow albedo // *Nat. Clim. Change* 2012. V. 2(6). P. 437–440.
<https://doi.org/10.1038/nclimate1433>
 93. *Hågvær S., Ohlson M.* Ancient carbon from a melting glacier gives high ^{14}C age in living pioneer invertebrates // *Sci. Rep.* 2013. V. 3(1). P. 1–4.
<https://doi.org/10.1038/srep02820>
 94. *Hågvær S., Ohlson M., Brittain J.E.* A melting glacier feeds aquatic and terrestrial invertebrates with ancient carbon and supports early succession // *Arct. Antarct. Alp. Res.* 2016. V. 48(3). P. 551–562.
<https://doi.org/10.1657/AAAR0016-027>
 95. *Hansen R.R., Hansen O.L.P., Bowden J.J., Normand S., Bay C., Sørensen J.G., Høye T.T.* High spatial variation in terrestrial arthropod species diversity and composition near the Greenland ice cap // *Polar Biol.* 2016. V. 39. P. 2263–2272.
<https://doi.org/10.1007/s00300-016-1893-2>
 96. *Heusser C.J.* Polsters of the moss *Drepanocladus berggrenii* on Gilkey Glacier, Alaska // *Bulletin of the Torrey Botanical Club.* 1972. P. 34–36.
<https://doi.org/10.2307/2484240>
 97. *Hodson A.* Understanding the dynamics of black carbon and associated contaminants in glacial systems // *Wiley Interdiscip. Rev. Water.* 2014. V. 1(2). P. 141–149.
<https://doi.org/10.1002/wat2.1016>
 98. *Hodson A., Anesio A.M., Tranter M., Tranter M., Fountain A., Osborn M., Prisco J., Laybourn-Parry J., Sattler B.* Glacial ecosystems // *Ecol. Monogr.* 2008. V. 78(1). P. 41–67.
<https://doi.org/10.1890/07-0187.1>
 99. *Hodson A., Cameron K., Bøggild C., Irvine-Fynn T., Langford H., Pearce D., Banwar S.* The structure, biological activity and biogeochemistry of cryoconite aggregates upon an Arctic valley glacier: Longyearbreen, Svalbard // *J. Glaciol.* 2010. V. 56(196). P. 349–362.
<https://doi.org/10.3189/002214310791968403>
 100. *Hodson A.J., Anesio A.M., Ng F., Watson R., Quirk J., Irvine-Fynn T., Dye A., Clark C., McCloy P., Kohler J.* A glacier respire: quantifying the distribution and respiration CO_2 flux of cryoconite across Arctic supraglacial ecosystem // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112(G4). P. G04S36.
<https://doi.org/10.1029/2007JG000452>
 101. *Hoffman P.F.* Cryoconite pans on Snowball Earth: supraglacial oases for Cryogenian eukaryotes? // *Geobiology.* 2016. V. 14(6). P. 531–542.
<https://doi.org/10.1111/gbi.12191>
 102. *Hoffman P.F., Li Z.X.* A palaeogeographic context for Neoproterozoic glaciation // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2009. V. 277(3–4). P. 158–172.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.03.013>
 103. *Homann M., Sansjofre P., Van Zuilen M., Heubeck C., Gong J., Killingsworth B., Foster I.S., Airo A., Van Kranendonk M.J., Lalonde S.V.* Microbial life and biogeochemical cycling on land 3,220 million years ago // *Nat. Geosci.* 2018. V. 11(9). P. 665.
<https://doi.org/10.1038/s41561-018-0190-9>
 104. *Hood E., Battin T.J., Fellman J., O'neel S., Spencer R.G.* Storage and release of organic carbon from glaciers and ice sheets // *Nat. Geosci.* 2015. V. 8(2). P. 91–96.
<https://doi.org/10.1038/ngeo2331>
 105. *Hood E., Fellman J., Spencer R.G., Hernes P.J., 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(7276). P. 1044–1047.
<https://doi.org/10.1038/nature08580>
 106. *Horneck G.* The microbial world and the case for Mars // *Planet. and Space Sci.* 2000. V. 48(11). P. 1053–1063.
[https://doi.org/10.1016/S0032-0633\(00\)00079-9](https://doi.org/10.1016/S0032-0633(00)00079-9)
 107. *Hotaling S., Bartholomaeus T.C., Gilbert S.L.* Rolling stones gather moss: movement and longevity of moss balls on an Alaskan glacier // *Polar Biol.* 2020. V. 43.

- P. 735–744.
<https://doi.org/10.1007/s00300-020-02675-6>
108. *Hotaling S., Lutz S., Dial R.J., Anesio A.M., Benning L.G., Fountain A.G., Kelley J.L., McCutcheon J., McKenzie S.S., Hamilton T.L.* Biological albedo reduction on ice sheets, glaciers, and snowfields // *EarthSci. Rev.* 2021. V. 220. P. 103728.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103728>
 109. *Hotaling S., Shain D.H., Lang S.A., Bagley R.K., Tronstad L.M., Weisrock D.W., Kelley J.L.* Long-distance dispersal, ice sheet dynamics and mountaintop isolation underlie the genetic structure of glacier ice worms // *Proc. R. Soc.* 2019. V. 286(1905). P. 20190983.
 110. *Hotaling S., Wimberger P.H., Kelley J.L., Watts H.* Macroinvertebrates on glaciers: a key resource for terrestrial food webs? // *Ecology*. 2020. V. 101(4). P. 1–3.
<https://doi.org/10.1002/ecy.2947>
 111. *Huang J., Kang S., Ma M., Guo J., Cong Z., Dong Z., Yin R., Xu J., Tripathi L., Ram K., Wang F.* Accumulation of atmospheric mercury in glacier cryoconite over Western China // *Environ. Sci. Technol.* 2019. V. 53(12). P. 6632–6639.
<https://doi.org/10.1021/acs.est.8b06575>
 112. *Humlum O., Elberling B., Hormes A., Fjordheim 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>
 113. *Hyde W.T., Crowley T.J., Baum S.K., Peltier W.R.* Neoproterozoic ‘snowball Earth’ simulations with a coupled climate/ice-sheet model // *Nature*. 2000. V. 405(6785). P. 425–429.
<https://doi.org/10.1038/35013005>
 114. *Irvine-Fynn T.D.L., Edwards A., Newton S., Langford H., Rassner S.M., Telling J., Anesio A.M., Hodson A.J.* Microbial cell budgets of an Arctic glacier surface quantified using flow cytometry // *Environ. Microbiol.* 2012. V. 14(11). P. 2998–3012.
<https://doi.org/10.1111/j.1462-2920.2012.02876.x>
 115. *Irvine-Fynn T.D., Edwards A.* A frozen asset: the potential of flow cytometry in constraining the glacial biome // *Cytometry part A*. 2014. V. 85(1). P. 3–7.
 116. *Irvine-Fynn T.D., Bridge J.W., Hodson A.J.* In situ quantification of supraglacial cryoconite morphodynamics using time-lapse imaging: an example from Svalbard // *J. Glaciol.* 2011. V. 57(204). P. 651–657.
<https://doi.org/10.3189/002214311797409695>
 117. *IUSS Working Group WRB.* World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015 International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps / *World Soil Resources Reports*. 2015. V. 106. FAO, Rome.
 118. *Kabala C., Zarat J.* Recent, relic and buried soils in the forefield of Werenskiöld Glacier, SW Spitsbergen // *Pol. Polar Res.* 2009. V. 30(2). P. 161–178.
 119. *Kaczmarek Ł., Jakubowska N., Celewicz-Gołdyn S., Zawierucha K.* The microorganisms of cryoconite holes (algae, Archaea, bacteria, cyanobacteria, fungi, and Protista): a review // *Polar Rec.* 2016. V. 52(2). P. 176–203.
<https://doi.org/10.1017/S0032247415000637>
 120. *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>
 121. *Kellerman A.M., Vonk J., McColaugh S., Podgorski D.C., van Winden E., Hawkings J.R., Johnston S.E., Huma-yun M., Spencer R.G.* Molecular signatures of glacial dissolved organic matter from Svalbard and Greenland // *Global Biogeochem. Cycles*. 2021. V. 35(3). P. e2020GB006709.
<https://doi.org/10.1029/2020GB006709>
 122. *Khan A.L., Dierssen H.M., Scambos T.A., Höfer J., Cordero R.R.* Spectral characterization, radiative forcing and pigment content of coastal Antarctic snow algae: Approaches to spectrally discriminate red and green communities and their impact on snowmelt // *Cryosphere*. 2021. V. 15. P. 133–148.
<https://doi.org/10.5194/tc-15-133-2021>
 123. *Khromova T., Nosenko G., Nikitin S., Muraviev A., Popova V., Chernova L., Kidyeva V.* Changes in the mountain glaciers of continental Russia during the twentieth to twenty-first centuries // *Reg. Environ. Change* 2019. V. 19. P. 1229–1247.
<https://doi.org/10.1007/s10113-018-1446-z>
 124. *Kirschvink J.L.* Late Proterozoic low-latitude global glaciation / *The snowball Earth*. 1992. P. 51–52.
 125. *Knoll A.H.* The early evolution of eukaryotes: a geological perspective // *Science*. 1992. V. 256(5057). P. 622–627.
<https://doi.org/10.1126/science.1585174>
 126. *Knoll A.H.* Paleobiological perspectives on early eukaryotic evolution // *Cold Spring Harb. Perspect. Biol.* 2014. V. 6(1). P. a016121.
<https://doi.org/10.1101/cshperspect.a016121>
 127. *Kushnov I., Abakumov E., Tembotov R., Nizamutdinov T.* Migration of organic carbon and trace elements in the system glacier-soil in the Central Caucasus alpine environment // *J. Mt. Sci.* 2022. V. 19(12). P. 3458–3474.
<https://doi.org/10.1007/s11629-022-7589-x>
 128. *Kushnov I., Abakumov E., Tembotov R., Polyakov V.* Geochemistry of cryoconite and soils in the Central Caucasus region and its environmental implications // *J. Mt. Sci.* 2021. V. 18(12). P. 3109–3124.
<https://doi.org/10.1007/s11629-021-6945-6>
 129. *Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D.* Volume changes of Elbrus glaciers from 1997 to 2017 // *Front. Earth Sci.* 2019. P. 153.
<https://doi.org/10.3389/feart.2019.00153>
 130. *Kutuzov S., Legrand M., Preunkert S., Ginot P., Mikhailenko V., Shukurov K., Poliukhov A., Toropov P.* History of desert dust deposition recorded in the Elbrus ice core // *Atmos. Chem. Phys.* 2019. P. 1–26.
<https://doi.org/10.5194/acp-2019-411>

131. Kutuzov S., Shahgedanova M., Krupskaya V., Goryachkin S. Optical, Geochemical and Mineralogical Characteristics of Light-Absorbing Impurities Deposited on Djankuat Glacier in the Caucasus Mountains // *Water*. 2021. V. 13. P. 2993. <https://doi.org/10.3390/w13212993>
132. Kutuzov S., Shahgedanova M., Mikhalevskiy V., Ginot P., Lavrentiev I., Kemp S. High-resolution provenance of desert dust deposited on Mt. Elbrus, Caucasus in 2009–2012 using snow pit and firn core records // *Cryosphere*. 2013. V. 7. P. 1481–1498. <https://doi.org/10.5194/tc-7-1481-2013>
133. Kuzyakov Y. Priming effects: interactions between living and dead organic matter // *Soil Biol. Biochem.* 2010. V. 42(9). P. 1363–1371. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2010.04.003>
134. Lamarche-Gagnon G., Wadham J.L., Lollar B.S., Arndt S., Fietzek P., Beaton A.D., Tedstone A.J., Telling J., Bagshaw E.A., Hawkings J.R., Kohler T.J., Zarsky J.D., Mowlem M.C., Anesio A.M., Stibal G.M., Lamarche-Gagnon J.L., Wadham B.S., Lollar et al. Greenland melt drives continuous export of methane from the ice-sheet bed // *Nature*. 2019. V. 565. P. 73–77. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0800-0>
135. Langford H., Hodson A., Banwart S. Using FTIR spectroscopy to characterise the soil mineralogy and geochemistry of cryoconite from Aldegondabreen glacier, Svalbard // *Appl. Geochem.* 2011. V. 26. P. S206–S209. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2011.03.105>
136. Langford H., Hodson A., Banwart S., Bøggild C. The microstructure and biogeochemistry of Arctic cryoconite granules // *Ann. Glaciol.* 2010. V. 51(56). P. 87–94. <https://doi.org/10.3189/172756411795932083>
137. Langford H.J., Irvine-Fynn T.D.L., Edwards A., Banwart S.A., Hodson A.J. A spatial investigation of the environmental controls over cryoconite aggregation on Longyearbreen glacier, Svalbard // *Biogeosciences*. 2014. V. 11(19). P. 5365–5380. <https://doi.org/10.5194/bg-11-5365-2014>
138. Legrand M., McConnell J., Fischer H., Wolff E.W., Preunkert S., Arienzo M., Chellman N., Leuenberger D., Maselli O., Place P., Sigl M., Schüpbach S., Flannigan M. Boreal fire records in Northern Hemisphere ice cores: a review // *Clim. Past*. 2016. V. 12(10). P. 2033–2059. <https://doi.org/10.5194/cp-12-2033-2016>
139. Li Z.X., Evans D.A.D., Halverson G.P. Neoproterozoic glaciations in a revised global palaeogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland // *Sediment. Geol.* 2013. V. 294. P. 219–232. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.05.016>
140. Li Q., Kang S., Wang N., Li Y., Li X., Dong Z., Chen P. Composition and sources of polycyclic aromatic hydrocarbons in cryoconites of the Tibetan Plateau glaciers // *Sci. Total Environ.* 2017. V. 574. P. 991–999. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.09.159>
141. Li X., Ding Y., Xu J., He X., Han T., Kang S., Wu Q., Mika S., Yu Z., Li Q. Importance of mountain glaciers as a source of dissolved organic carbon // *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 2018. V. 123(9). P. 2123–2134. <https://doi.org/10.1029/2017JF004333>
142. Li Y., Kang S., Chen J., Hu Z., Wang K., Paudyal R., Liu J., Wang X., Qin X., Sillanpää M. Black carbon in a glacier and snow cover on the northeastern Tibetan Plateau: Concentrations, radiative forcing and potential source from local topsoil // *Sci. Total Environ.* 2019. V. 686. P. 1030–1038. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.05.469>
143. Łokas E., Zaborska A., Količka M., Różycki M., Zawierucha K. Accumulation of atmospheric radionuclides and heavy metals in cryoconite holes on an Arctic glacier // *Chemosphere*. 2016. V. 160. P. 162–172. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2016.06.051>
144. Łokas E., Zawierucha K., Cwanek A., Szufa K., Gaca P., Mietelski J.W., Tomankiewicz E. The sources of high airborne radioactivity in cryoconite holes from the Caucasus (Georgia) // *Sci. Rep.* 2018. V. 8(1). P. 10802. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-29076-4>
145. 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). P. 1–16. <https://doi.org/10.3390/microorganisms7060160>
146. Lutz S., Anesio A.M., Edwards A., Benning L.G. Linking microbial diversity and functionality of arctic glacial surface habitats // *Environ. Microbiol.* 2017. V. 19(2). P. 551–565. <https://doi.org/10.1111/1462-2920.13494>
147. Makowska N., Zawierucha K., Nadobna P., Piątek-Bajan K., Krajewska A., Szwedek J., Iwasieczko P., Mokracka J., Koczura R. Occurrence of integrons and antibiotic resistance genes in cryoconite and ice of Svalbard, Greenland, and the Caucasus glaciers // *Sci. Total Environ.* 2020. V. 716. P. 137022.
148. Makowska-Zawierucha N., Mokracka J., Małecka M., Balazy P., Chełchowski M., Ignatiuk D., Zawierucha K. Quantification of class 1 integrons and characterization of the associated gene cassettes in the high Arctic—Interplay of humans and glaciers in shaping the aquatic resistome // *Ecol. Indic.* 2022. V. 145. P. 109633.
149. Margesin R., Fell J.W. Mrakiella cryoconite gen. nov., sp. nov., a psychrophilic, anamorphic, basidiomycetous yeast from alpine and arctic habitats // *Int. J. Syst. Evol. Microbiol.* 2008. V. 58. P. 2977–2982. <https://doi.org/10.1099/ijs.0.2008/000836-0>
150. McCrimmon D.O., Bizimis M., Holland A., Ziolkowski L.A. Supraglacial microbes use young carbon and not aged cryoconite carbon // *Org. Geochem.* 2018. V. 118. P. 63–72. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2017.12.002>
151. Mergelov N.S., Zazovskaya E.P., Goryachkin S.V. Exploring principles of aggregation between organic and mineral phases on ice: insights from cryoconite granules of two mountain glaciers / Biogenic – abiogenic interactions in natural and anthropogenic systems.

- VII International Symposium. Saint Petersburg: Skifia-print. 2022. P. 17–18.
152. *Mieczan T., Tarkowska-Kukuryk M., Górniak D., Świątecki A., Zdanowski M., Adamczuk M.* Vertical microzonation of ciliates in cryoconite holes in Ecology Glacier, King George Island // *Pol. Polar Res.* 2013. V. 2. P. 201–212.
 153. *Miroshnikov A., Flint M., Asadulin E., Aliev R., Shiryayev A., Kudikov A., Khvostikov V.* Radioecological and geochemical peculiarities of cryoconite on Novaya Zemlya glaciers // *Sci. Rep.* 2021. V. 11(1). P. 1–15. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-02601-8>
 154. *Miteva V.* Bacteria in snow and glacier ice / *Psychrophiles: from biodiversity to biotechnology.* 2008. P. 31–50. Springer, Berlin, Heidelberg.
 155. *Müller F., Keeler C.M.* Errors in short-term ablation measurements on melting ice surfaces // *J. Glaciol.* 1969. V. 8(52). P. 91–105.
 156. *Murakami T., Segawa T., Bodington D., Dial R., Takeuchi N., Kohshima S., Hongoh Y.* Census of bacterial microbiota associated with the glacier ice worm *Mesenchytraeus solifugus* // *FEMS Microbiol. Ecol.* 2015. V. 91(3). P. fiv003. <https://doi.org/10.1093/femsec/fiv003>
 157. *Musilova M., Tranter M., Wadham J., Telling J., Tedstone A., Anesio A.M.* 2017. Microbially driven export of labile organic carbon from the Greenland ice sheet // *Nat. Geosci.* V. 10(5). P. 360–365.
 158. *Naegeli K., Damm A., Huss M., Wulf H., Schaepman M., Hoelzle M.* Cross-Comparison of Albedo Products for Glacier Surfaces Derived from Airborne and Satellite (Sentinel-2 and Landsat 8) Optical Data // *Remote Sens.* 2017. V. 9. P. 110. <https://doi.org/10.3390/rs9020110>
 159. *Naegeli K., Huss M., Hoelzle M.* Change detection of bare-ice albedo in the Swiss Alps // *Cryosphere* 2019. V. 13. P. 397–412. <https://doi.org/10.5194/tc-13-397-2019>
 160. *Nagatsuka N., Takeuchi N., Nakano T., Kokado E., Li Z.* Sr, Nd and Pb stable isotopes of surface dust on Ürümqi glacier No. 1 in western China // *Ann. Glaciol.* 2010. V. 51(56). P. 95–105. <https://doi.org/10.3189/172756411795931895>
 161. *Nansen F.* The Norwegian North Polar Expedition 1893–1896: Scientific Results. Longmans, Green and Co, London. 1906.
 162. *Nizamutdinov T., Mavlyudov B., Polyakov V., Abakumov E.* Sediments from cryoconite holes and dirt cones on the surface of Svalbard glaciers: main chemical and physicochemical properties // *Acta Geochimica.* 2023. V. 42(2). P. 346–359. <https://doi.org/10.1007/s11631-022-00586-3>
 163. *Nordenskiöld A.E.* Account of an expedition to Greenland in the year 1870 // *Geol. Mag.* 1870. V. 9(98). P. 355–368.
 164. *Nordenskiöld A.E.* Cryoconite found 1870, July 19th–25th, on the inland ice, east of Auleitsvik Fjord, Disco Bay Greenland // *Geol. Mag., Decade.* 1875. V. 2(2). P. 157–162.
 165. *Pain A.J., Jonathan B. Martin, Ellen E. Martin, Rennermalm Å.K., Shaily Rahman.* Heterogeneous CO₂ and CH₄ content of glacial meltwater from the Greenland Ice Sheet and implications for subglacial carbon processes // *The Cryosphere.* 2021. V. 15. P. 1627–1644. <https://doi.org/10.5194/tc-15-1627-2021>
 166. *Painter T.H., Barrett A.P., Landry C.C., Neff J., Cassidy M.P., Lawrence C., McBride K.E., Farmer G.L.* Impact of disturbed desert soils on duration of mountain snow cover // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. P. L12502. <https://doi.org/10.1029/2007GL030284>
 167. *Park C., Takeuchi N.* Unmasking photogranulation in decreasing glacial albedo and net autotrophic wastewater treatment // *Environ. Microbiol.* 2021. V. 23(11). P. 6391–6404. <https://doi.org/10.1111/1462-2920.15780>
 168. *Pautler B.G., Dubnick A., Sharp M.J., Simpson A.J., Simpson M.J.* Comparison of cryoconite organic matter composition from Arctic and Antarctic glaciers at the molecular-level // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2013. V. 104. P. 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.11.029>
 169. *Perini L., Gostinčar C., Anesio A.M., Williamson C., Tranter M., Gunde-Cimerman N.* Darkening of the Greenland ice sheet: Fungal abundance and diversity are associated 1246 with algal bloom // *Front. Microbiol.* 2019. V. 10. P. 557. <https://doi.org/10.3389/fmicb.2019.00557>
 170. *Pey J., Revuelto J., Moreno N., Alonso-González E., Bartolomé M., Reyes J., Gascoin S., López-Moreno J.I.* Snow impurities in the central Pyrenees: from their geochemical and mineralogical composition towards their impacts on snow Albedo // *Atmosphere.* 2020. V. 11. P. 937. <https://doi.org/10.3390/atmos11090937>
 171. *Pi K., Bierozza M., Brouckov A., Chen W., Dufour L.J., Gongalsky K.B., ... Van Cappellen P.* The cold region critical zone in transition: Responses to climate warming and land use change // *Annu. Rev. Environ. Resour.* 2021. V. 46. P. 111–134. <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-012220-125703>
 172. *Pittino F., Maglio M., Gandolfi I., Azzoni R.S., Diolaiuti G., Ambrosini R., Franzetti A.* Bacterial communities of cryoconite holes of a temperate alpine glacier show both seasonal trends and year-to-year variability // *Ann. Glaciol.* 2018. V. 59(77). P. 1–9. <https://doi.org/10.1017/aog.2018.16>
 173. *Polyakov V., Abakumov E., Mavlyudov B.* Black Carbon as a Source of Trace Elements and Nutrients in Ice Sheet of King George Island, Antarctica // *Geosciences.* 2020. V. 10(11). P. 465. <https://doi.org/10.3390/geosciences10110465>
 174. *Polyakov V.I., Abakumov E.V., Tembotov R.Kh.* Black carbon as a factor in deglaciation in polar and moun-

- tain ecosystems: A Review // Bulletin of Tomsk State University. Biology. 2020. V. 52. P. 6–33. (in Russian)
175. Polyakov V., Zazovskaya E., Abakumov E. Molecular composition of humic substances isolated from selected soils and cryconite of the Grønfjorden area, Spitsbergen // Pol. Polar Res. 2019. V. 40(2). P. 105–120. <https://doi.org/10.24425/ppr.2019.128369>
 176. Poniecka E.A., Bagshaw E.A., Tranter M., Sass H., Williamson C.J., Anesio A.M., Team B.A.B. Rapid development of anoxic niches in supraglacial ecosystems // Arct. Antarct. Alp. Res. 2018. V. 50(1). P. S100015. <https://doi.org/10.1080/15230430.2017.1420859>
 177. Porter P.R., Evans A.J., Hodson A.J., Lowe A.T., Crabtree M.D. Sediment–moss interactions on a temperate glacier: Falljökull, Iceland // Ann. Glaciol. 2008. V. 48. P. 25–31. <https://doi.org/10.3189/172756408784700734>
 178. Price P.B. Microbial life in glacial ice and implications for a cold origin of life // FEMS Microbiol. Ecol. 2007. V. 59(2). P. 217–231. <https://doi.org/10.1111/j.1574-6941.2006.00234.x>
 179. Procházková L., Leya T., Křížková H., Nedbalová L. *Sanguina nivaloides* and *Sanguina aurantia* gen. et spp. nov. (Chlorophyta): the taxonomy, phylogeny, biogeography and ecology of two newly recognised algae causing red and orange snow // FEMS Microbiol. Ecol. 2019. V. 95(6). P. fiz064. <https://doi.org/10.1093/femsec/fiz064>
 180. Rabassa J., Rubulis S., Suarez J. Moraine in-transit as parent material for soil development and the growth of Valdivian rain forest on moving ice: Casa Pangue glacier, mount Tronador (lat. 41°10'S), Chile // Ann. Glaciol. 1981. V. 2. P. 97–102. <https://doi.org/10.3189/172756481794352342>
 181. Raymond P.A. The composition and transport of organic carbon in rainfall: Insights from the natural (¹³C and ¹⁴C) isotopes of carbon // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. P. L14402. <https://doi.org/10.1029/2005GL022879>
 182. Remias D., Lütz-Meindl U., Lütz C. Photosynthesis, pigments and ultrastructure of the alpine snow alga *Chlamydomonas nivalis* // Eur. J. Phycol. 2005. V. 40(3). P. 259–268. <https://doi.org/10.1080/09670260500202148>
 183. Remias D., Schwaiger S., Aigner S., Leya T., Stuppner H., Lütz C. Characterization of an UV- and VIS-absorbing, purpurogallin-derived secondary pigment new to algae and highly abundant in *M. esotaenium berggrenii* (Zygnematophyceae, Chlorophyta), an extremophyte living on glaciers // FEMS Microbiol. Ecol. 2012. V. 79(3). P. 638–648. <https://doi.org/10.1111/j.1574-6941.2011.01245.x>
 184. Remias D., Wastian H., Lütz C., Leya T. Insights into the biology and phylogeny of *Chloromonas polyptera* (Chlorophyta), an alga causing orange snow in Maritime Antarctica // Antarct. Sci. 2013. V. 25. P. 648–656. <https://doi.org/10.1017/S0954102013000060>
 185. Ren Z., Martyniuk N., Oleksy I.A., Swain A., Hotaling S. Ecological stoichiometry of the mountain cryosphere // Front. Ecol. Evol. 2019. V. 7. P. 360. <https://doi.org/10.3389/fevo.2019.00360>
 186. Rooney A.D., Strauss J.V., Brandon A.D., Macdonald F.A. A Cryogenian chronology: Two long-lasting synchronous Neoproterozoic glaciations // Geology. 2015. V. 43(5). P. 459–462. <https://doi.org/10.1130/G36511.1>
 187. Rozwalak P., Podkowa P., Buda J., Niedzielski P., Kawecki S., Ambrosini R., ... Zawierucha K. Cryoconite—From minerals and organic matter to bioengineered sediments on glacier's surfaces // Sci. Total Environ. 2022. V. 807. P. 150874. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.150874>
 188. Rubino M., D'Onofrio A., Seki O., Bendle J.A. Ice-core records of biomass burning // Anthr. Rev. 2016. V. 3(2). P. 140–162. <https://doi.org/10.1177/2053019615605117>
 189. Ryu J.S., Jacobson A.D. CO₂ evasion from the Greenland Ice Sheet: a new carbon–climate feedback // Chemical Geol. 2012. V. 320–321. P. 80–95. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.05.024>
 190. Sajjad W., Din G., Rafiq M., Iqbal A., Khan S., Zada S., Ali B., Kang S. Pigment production by cold-adapted bacteria and fungi: colorful tale of cryosphere with wide range applications // Extremophiles. 2020. V. 24. P. 447–473. <https://doi.org/10.1007/s00792-020-01180-2>
 191. Samui G., Antony R., Thamban M. Chemical characteristics of hydrologically distinct cryoconite holes in coastal Antarctica // Ann. Glaciol. 2018. V. 59(77). P. 69–76. <https://doi.org/10.1017/aog.2018.30>
 192. Samui G., Antony R., Thamban M. Fate of dissolved organic carbon in Antarctic Surface Environments during Summer // J. Geophys. Res. Biogeosci. 2020. V. 125(12). P. e2020JG005958.
 193. Sanborn P. Soil formation on supraglacial tephra deposits, Klutlan Glacier, Yukon Territory // Can. J. Soil Sci. 2010. V. 90. P. 611–618. <https://cdnsicencepub.com/doi/10.4141/cjss10042>
 194. Scarrow J.W., Balks M.R., Almond P.C. Three soil chronosequences in recessional glacial deposits near the polar plateau, in the Central Transantarctic Mountains, Antarctica // Antarct. Sci. 2014. V. 26(5). P. 573–583. <https://doi.org/10.1017/S0954102014000078>
 195. Scherler D., Wulf H., Gorelick N. Global assessment of supraglacial debris-cover extents. Geophys. Res. Lett. 2018. V. 45(21). P. 11–798. <https://doi.org/10.1029/2018GL080158>
 196. Schulze-Makuch D., Grinspoon D.H. Biologically enhanced energy and carbon cycling on Titan? // Astrobiology. 2005. V. 5(4). P. 560–567. <https://doi.org/10.1089/ast.2005.5.560>
 197. Segawa T., Takeuchi N., Mori H., Rathnayake R.M., Li Z., Akiyoshi A., Satoh H., Ishii S. Redox stratification within cryoconite granules influences the nitrogen cy-

- cle on glaciers // FEMS Microbiol. Ecol. 2020. V. 96(11). P. f1aa199.
<https://doi.org/10.1093/femsec/f1aa199>
198. *Shain D.H., Halldórsdóttir K., Pálsson F., Aðalgeirsdóttir G., Gunnarsson A., Jónsson P., et al.* Colonization of maritime glacier ice by bdelloid Rotifera // Mol. Phylogenet. Evol. 2016. V. 98. P. 280–287.
<https://doi.org/10.1016/j.ympev.2016.02.020>
 199. *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(10). P. 710–714.
<https://doi.org/10.1038/ngeo1581>
 200. *Singh P., Singh S.M.* Characterisation of yeasts and filamentous fungi isolated from cryoconite holes of Svalbard, Arctic // Polar Biol. 2012. V. 35. P. 575–583.
<https://doi.org/10.1007/s00300-011-1103-1>
 201. *Smirnova M., Miamin U., Kohler A., Valentovich L., Akhremchuk A., Sidarenka A., Dolgikh A., Shapaval V.* Isolation and characterization of fast-growing green snow bacteria from coastal East Antarctica // Microbiology Open. 2021. V. 10(1). P. e1152.
<https://doi.org/10.1002/mbo3.1152>
 202. *Smith C.A.S., Fox C.A., Hargrave A.E.* Development of soil structure in some turbid cryosols in the Canadian low Arctic // Can. J. Soil Sci. 1991. V. 71(1). P. 11–29.
<https://doi.org/10.4141/cjss91-002>
 203. *Smith H.J., Schmit A., Foster R., Littman S., Kuypers M.M., Foreman C.M.* Biofilms on glacial surfaces: hotspots for biological activity // Biofilms and Microbiomes. 2016. V. 2(1). P. 1–4.
<https://doi.org/10.1038/npjbiofilms.2016.8>
 204. *Sodemann H., Palmer A.S., Schwierz C., Schwikowski M., Wernli H.* The transport history of two Saharan dust events archived in an Alpine ice core // Atmos. Chem. Phys. Discuss. 2006. V. 6. P. 667–688.
<https://doi.org/10.5194/acp-6-667-2006>
 205. *Sommers P., Darcy J.L., Porazinska D.L., Gendron E., Fountain A.G., Zamora F., et al.* Comparison of microbial communities in the sediments and water columns of frozen cryoconite holes in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica // Front. Microbiol. 2019. V. 10. P. 65.
<https://doi.org/10.3389/fmicb.2019.00065>
 206. *Sommers P., Fontenele R.S., Kringen T., Kraberger S., Porazinska D.L., Darcy J.L., Vincent K., Cawley K.M., Solon A.J., Vimercati L., Varsani J.R.A.* Single-stranded DNA viruses in antarctic cryoconite holes // Viruses. 2019. V. 11(11). P. 1022.
<https://doi.org/10.3390/v11111022>
 207. *Stal L.J.* Cyanobacterial mats and stromatolites / Ecology of Cyanobacteria II: Their Diversity in Space and Time, B.A. Whitton. 2012. P. 65–125. Netherlands: Springer.
 208. *Stefánsson H., Peternell M., Konrad-Schmolke M., Hannesdóttir H., Ashjörnsson E.J., Sturkell E.* Microplastics in glaciers: first results from the Vatnajökull ice cap // Sustainability. 2021. V. 13(8). P. 4183.
<https://doi.org/10.3390/su13084183>
 209. *Stephens F.R.* A forest ecosystem on a glacier in Alaska / Arctic. 1969. V. 22. P. 441–444.
 210. *Stibal M., Lawson E.C., Lis G.P. et al.* Organic matter content and quality in supraglacial debris across the ablation zone of the Greenland ice sheet // Ann. Glaciol. 2010. V. 51(56). P. 1–8.
<https://doi.org/10.3189/172756411795931958>
 211. *Stibal M., Sabacka M., Kastova K.* Microbial communities on glacier surfaces in Svalbard: impact of physical and chemical properties on abundance and structure of cyanobacteria and algae // Microb. Ecol. 2006. V. 52(4). P. 644–654.
<https://doi.org/10.1007/s00248-006-9083-3>
 212. *Stibal M., Jon T., Cook J., Mak K.M., Hodson A., Ane-sio A.M.* Environmental Controls on Microbial Abundance and Activity on the Greenland Ice Sheet: A Multivariate Analysis Approach // Microb. Ecol. 2012. V. 63. P. 74–84.
<https://doi.org/10.1007/s00248-011-9935-3>
 213. *Stibal M., Šabacká M., Žárský J.* Biological processes on glacier and ice sheet surfaces // Nat Geosci. 2012. V. 5(11). P. 771–774.
<https://doi.org/10.1038/ngeo1611>
 214. *Stibal M., Box J.E., Cameron K.A., Langen P.L., Yallop M.L., Mottram R.H., Khan A.L., Molotch N.P., Chrismas N.A.M., Quaglia F.C., Remias D., Smeets C.J.P.P., van den Broeke M.R., Ryan J.C., Hubbard A., Tranter M., van As D., Ahlström A.P.* Algae Drive Enhanced Darkening of Bare Ice on the Greenland Ice Sheet // Geophys. Res. Lett. 2017. V. 44(11). P. 463–471.
<https://doi.org/10.1002/2017GL075958>
 215. *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., Abdulla H.A.N., Vermilyea A.W., Scott D.T., Spencer R.G.* Anthropogenic aerosols as a source of ancient dissolved organic matter in glaciers // Nat. Geosci. 2012. V. 5(3). P. 198–201.
<https://doi.org/10.1038/ngeo1403Spencer>
 216. *Takeuchi N., Kohshima S., Seko K.* Structure, formation, darkening process of albedo reducing material (cryoconite) on a Himalayan glacier: a granular algal mat growing on the glacier // Arct. Antarct. Alp. 2001. V. 33. P. 115–122.
<https://doi.org/10.1080/15230430.2001.12003413>
 217. *Takeuchi N., Kohshima S., Goto-Azuma K., Koerner R.M.* Biological characteristics of dark colored material (cryoconite) on Canadian Arctic glaciers (Devon and Penny ice caps) // Memoirs of National Institute of Polar Research. Special issue. 2001. V. 54. P. 495–505.
 218. *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 // Ann. Glaciol. 2002. V. 34. P. 409–414.
 219. *Takeuchi N.* Surface albedo and characteristics of cryoconite on an Alaska glacier (Gulkana Glacier in the Alaska Range) // Bulletin of Glaciological Research. 2002. V. 19. P. 63–70.

220. *Takeuchi N., Nagatsuka N., Uetake J.*, Spatial variations in impurities (cryoconite) on glaciers in north-west Greenland // *Bulletin of Glaciological Research*. 2014. V. 32. P. 85–94.
<https://doi.org/10.5331/bgr.32.85>
221. *Takeuchi N., Nishiyama H., Li Z.* Structure and formation process of cryoconite granules on Urumqi glacier No.1, Tien Shan, China // *Ann. Glaciol.* 2010. V. 51(56). P. 9–14.
<https://doi.org/10.3189/172756411795932010>
222. *Takeuchi N., Li Z.* Characteristics of surface dust on Urumqi Glacier No.1 in the Tien Shan Mountains, China // *Arct. Antarct. Alp.* 2008. V. 40(4). P. 744–750.
[https://doi.org/10.1657/1523-0430\(07-094\)](https://doi.org/10.1657/1523-0430(07-094))
223. *Takeuchi N.* Temporal and spatial variations in spectral reflectance and characteristics of surface dust on Gulkana Glacier, Alaska Range // *J. Glaciol.* 2009. V. 55. P. 701–709,
<https://doi.org/10.3189/002214309789470914>
224. *Takeuchi N., Fujisawa Y., Kadota T., Tanaka S., Miyairi M., Shirakawa T., Kusaka R., Fedorov A.N., Konstantinov P., Ohata T.* The effect of impurities on the surface melt of a glacier in the Suntar-Khayata mountain range, Russian Siberia // *Front. Earth Sci.* 2015. V. 3. P. 82.
<https://doi.org/10.3389/feart.2015.00082>
225. *Takeuchi N., Uetake J., Fujita K., Aizen V.B., Nikitin S.D.* A snow algal community on Akkem glacier in the Russian Altai mountains // *Ann. Glaciol.* 2006. V. 43. P. 378–384.
<https://doi.org/10.3189/172756406781812113>
226. *Tanaka S., Takeuchi N., Miyairi M., Fujisawa Y., Kadota T., Shirakawa T., Kusaka R., Takahashi S., Enomoto H., Ohata T., Yabuki H., Konya K., Konstantinov A.F.* Snow algal communities on glaciers in the Suntar-Khayata Mountain Range in eastern Siberia, Russia // *Polar Sci.* 2016. V. 10(3). P. 227–238.
<https://doi.org/10.1016/j.polar.2016.03.004>
227. *Tedesco M., Foreman C.M., Anton J. et al.* Comparative analysis of morphological, mineralogical and spectral properties of cryoconite in Jakobshavn Isbrae, Greenland, and Canada Glacier, Antarctica // *Ann. Glaciol.* 2013. V. 54(63). P. 147–157.
<https://doi.org/10.3189/2013AoG63A417>
228. *Thevenon F., Chiaradia M., Adatte T., Hueglin C., Poté J.* Characterization of Modern and Fossil Mineral Dust Transported to High Altitude in the Western Alps: Saharan Sources and Transport Patterns // *Adv. Meteorol.* 2012. P. 674385.
<https://doi.org/10.1155/2012/674385>
229. *Thomazini A., Mendonça E.S., Teixeira D.B., Almeida I.C.C., La Scala N., Jr., Canellas L.P., Spokas K.A., Milori D.M.B.P., Turbay C.V.G., Fernandes R.B.A., Schaefer C.E.G.R.* CO₂ and N₂O emissions in a soil chronosequence at a glacier retreat zone in Maritime Antarctica // *Sci. Total Environ.* V. 521–522. 2015. P. 336–345.
230. *Tielidze L.G., Wheate R.D.* The greater Caucasus glacier inventory (Russia, Georgia and Azerbaijan) // *The Cryosphere*. 2018. V. 12(1). P. 81–94.
<https://doi.org/10.5194/tc-12-81-2018>
231. *Tranter M., Bagshaw E.A., Fountain A.G., Foreman C.M.* The biogeochemistry and hydrology of McMurdo Dry Valley glaciers: Is there life on Martian ice now? // *Life in Antarctic Deserts and Other Cold, Dry Environments / Astrobiological Analogues / Ed. Doran P.T.* Cambridge: Cambridge University Press. 2010. P. 195–220.
232. *Tranter M., Fountain A.G., Fritsen C.H., Lyons B.W., Prisco J.C., Statham P.J., Welch K.A.* Extreme hydrochemical conditions in natural microcosms entombed within Antarctic ice // *Hydrol. Process.* 2004. V. 18(2). P. 379–387.
<https://doi.org/10.1002/hyp.5217>
233. *Trindade R.I., Macouin M.* Palaeolatitude of glacial deposits and palaeogeography of Neoproterozoic ice ages // *Comptes Rendus Geoscience*. 2007. V. 339(3–4). P. 200–211.
<https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.02.006>
234. *Uetake J., Tanaka S., Hara K., Tanabe Y., Samyn D., Motoyama H., Imura S., Kohshima S.* Novel biogenic aggregation of moss gemmae on a disappearing African glacier // *PLoS One*. 2014. V. 9(11). P. e112510.
<https://doi.org/10.1371/journal.pone.0112510>
235. *Uetake J., Tanaka S., Segawa T., Takeuchi N., Nagatsuka N., Motoyama H., Aoki T.* Microbial community variation in cryoconite granules on Qaanaaq Glacier, NW Greenland // *FEMS Microbiol. Ecol.* 2016. V. 92(9). P. fiw127.
<https://doi.org/10.1093/femsec/fiw127>
236. *Van Vliet-Lanoë B.* Frost and soils: implications for paleosols, paleoclimates and stratigraphy // *Catena*. 1998. V. 34(1–2). P. 157–183.
[https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(98\)00087-3](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(98)00087-3)
237. *Van Vliet-Lanoë B.* Frost effects in soils // *Soils and Quaternary Landscape Evolution / Ed. Boardman J.* Wiley, Chichester. 1985. P. 117–158.
238. *Wadham J.L., Hawkings J.R., Tarasov L., Gregoire L.J., Spencer R.G.M., Gutjahr M., Ridgwell A., Kohfeld K.E.* Ice sheets matter for the global carbon cycle // *Nat. Commun.* 2019. V. 10. P. 3567.
<https://doi.org/10.1038/s41467-019-11394-4>
239. *Wang J., Haidong H., Shiqiang Z.* Carbon dioxide flux in the ablation area of Koxkar glacier, western Tien Shan, China // *Ann. Glaciol.* 2014. V. 55(66).
<https://doi.org/10.3189/2014AoG66A060>
240. *Wang P., D'Imperio L., Biersmad E.M., Rannik K., Xuc W., Tiana Q., Ambusc P., Elberling B.* Combined effects of glacial retreat and penguin activity on soil greenhouse gas fluxes on South Georgia, sub-Antarctica // *Sci. Total Environ.* 2019. V. 718. P. 135255.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135255>
241. *Watanabe Y., Martini J.E., Ohmoto H.* Geochemical evidence for terrestrial ecosystems 2.6 billion years ago // *Nature*. 2000. V. 408(6812). P. 574.
<https://doi.org/10.1038/35046052>

242. Wei D., Wang X. Recent climatic changes and wetland expansion turned Tibet into a net CH₄ source // *Clim. Change*. 2017. V. 144. P. 657–670.
<https://doi.org/10.1007/s10584-017-2069-y>
243. Weisleitner K., Perras A.K., Unterberger S.H., Moissl-Eichinger C., Andersen D.T., Sattler B. Cryoconite hole location in East-Antarctic Untersee Oasis shapes physical and biological diversity // *Front. Microbiol.* 2020. V. 11. P. 1165.
<https://doi.org/10.3389/fmicb.2020.01165>
244. Wiscombe J.W., Warren S.G. A Model for the Spectral Albedo of Snow. II: Snow Containing Atmospheric Aerosols // *J. Atmos. Sci.* 1980. V. 37. P. 2734–2745.
[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1980\)037<2734:AMFTSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<2734:AMFTSA>2.0.CO;2)
245. Wouters B., Gardner A.S., Moholdt G. Global glacier mass loss during the GRACE satellite mission (2002–2016) // *Front. Earth Sci.* 2019. V. 7. P. 96.
<https://doi.org/10.3389/feart.2019.00096>
246. Wu G.M., Cong Z.Y., Kang S.C., Kawamura K., Fu P.Q., Zhang Y.L., Wan X., Gao S.-P., Liu B. Brown carbon in the cryosphere: Current knowledge and perspective // *Adv. Clim. Change Res.* 2016. V. 7(1–2). P. 82–89.
<https://doi.org/10.1016/j.accre.2016.06.002>
247. Xu Y., Simpson A.J., Eyles N., Simpson M.J. Sources and molecular composition of cryoconite organic matter from the Athabasca Glacier, Canadian Rocky Mountains // *Org. Geochem.* 2010. V. 41. P. 177–186.
<https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2009.10.010>
248. Yan J., Wang X., Gong P., Wang C., Cong Z. Review of brown carbon aerosols: Recent progress and perspectives // *Sci. Total Environ.* 2018. V. 634. P. 1475–1485.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.04.083>
249. Young G.M., Brunn V.V., Gold D.J., Minter W.E.L. Earth's oldest reported glaciation: physical and chemical evidence from the Archean Mozaan Group (~2.9 Ga) of South Africa // *J. Geol.* 1998. V. 106(5). P. 523–538.
<https://doi.org/10.1086/516039>
250. Yue X., Li Z., Zhao J., Fan J., Takeuchi N., Wang L. Variation in Albedo and Its Relationship with Surface Dust at Urumqi Glacier No. 1 in Tien Shan, China // *Front. Earth Sci.* 2020. V. 8. P. 110.
<https://doi.org/10.3389/feart.2020.00110>
251. Zamolodchikov D.G., Karelin D.V. An empirical model of carbon fluxes in Russian tundra // *Glob. Chang. Biol.* 2001. V. 7(2). P. 147–161.
<https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2001.00380.x>
252. 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-oxidising archaea // *Environ. Res. Lett.* 2013. V. 8. P. 035044.
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/3/035044>
253. Žárský J., Žárský V., Hanáček M., Žárský V. Cryogenian glacial habitats as a plant terrestrialisation cradle—the origin of the anydrophytes and Zygnematophyceae split // *Front. Plant Sci.* 2022. V. 12. P. 735020.
<https://doi.org/10.3389/fpls.2021.735020>
254. Zawierucha K., Coulson S., Michalczyk M. Current knowledge of the Tardigrada of Svalbard with the first records of water bears from Nordaustlandet (High Arctic) // *Polar Res.* 2013. V. 32. P. 20886.
<https://doi.org/10.3402/polar.v32i0.20>
255. Zawierucha K., Baccolo G., Di Mauro B., Nawrot A., Szczuciński W., Kalińska E. Micromorphological features of mineral matter from cryoconite holes on Arctic (Svalbard) and alpine (the Alps, the Caucasus) glaciers // *Polar Sci.* 2019. V. 22. P. 100482.
<https://doi.org/10.1016/j.polar.2019.100482>
256. Zawierucha K., Buda J., Nawro A. Extreme weather event results in the removal of invertebrates from cryoconite holes on an Arctic valley glacier (Longyearbreen, Svalbard) // *Ecol. Res.* 2019. V. 34(3). P. 370–379.
<https://doi.org/10.1111/1440-1703.1276>
257. Zawierucha K., Stec D., Lachowska-Cierlik D., Takeuchi N., Li Z., Michalczyk Ł. High mitochondrial diversity in a new water bear species (Tardigrada: Eutardigrada) from mountain glaciers in central Asia, with the erection of a new genus *Cryoconicus* // *Annales Zoologici*. 2018. V. 68(1). P. 179–201.
<https://doi.org/10.3161/00034541ANZ2018.68.1.007>
258. Zennaro P., Kehrwald N., McConnell J.R., Schüpbach S., Maselli O.J., Marlon J., Vallelonga P., Leuenberger D., Zangrando R., Spolaor A., Borrotti M., Barbaro E., Gambaro A., Barbante C. Fire in ice: two millennia of boreal forest fire history from the Greenland NEEM ice core // *Clim. Past*. 2014. V. 10(5). P. 1905–1924.
<https://doi.org/10.5194/cp-10-1905-2014>
259. Zhang Y., Kang S., Wei D., Luo X., Wang Z., Gao T. Sink or source? Methane and carbon dioxide emissions from cryoconite holes, subglacial sediments, and proglacial river runoff during intensive glacier melting on the Tibetan Plateau // *Fundam. Res.* 2021. V. 1(3). P. 232–239.
<https://doi.org/10.1016/j.fmre.2021.04.005>
260. Zhang Y., Gao T., Kang S., Allen S., Luo X., Allen D. Microplastics in glaciers of the Tibetan Plateau: Evidence for the long-range transport of microplastics // *Sci. Total Environ.* 2021. V. 758. P. 143634.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.143634>
261. Zhang Y., Gao T., Kang S., Shi H., Mai L., Allen D., Allen S. Current status and future perspectives of microplastic pollution in typical cryospheric regions // *Earth Sci. Rev.* 2022. V. 226. P. 1–16.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103924>
262. Zhou Y., Zhou L., He X., Jang K.S., Yao X., Hu Y., Zhang Y., Li X., Spencer R.G.M., Brookes J.D., Jeppesen E. Variability in dissolved organic matter composition and biolability across gradients of glacial coverage and distance from glacial terminus on the Tibetan Plateau // *Environ. Sci. Technol.* 2019. V. 53(21). P. 12207–12217.
<https://doi.org/10.1021/acs.est.9b03348>

Supraglacial Soils and Soil-Like Bodies: Diversity, Genesis, Functioning (Review)

N. S. Mergelov^{1, *}, S. V. Goryachkin¹, E. P. Zazovskaya^{1, 3}, D. V. Karelin¹,
D. A. Nikitin^{1, 2}, and S. S. Kutuzov^{1, 4}

¹*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

²*Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia*

³*Center for Applied Isotope Studies, University of Georgia, Athens, GA30602 USA*

⁴*Byrd Polar and Climate Research Center, Ohio State University, Columbus, OH43210 USA*

*e-mail: mergelov@igras.ru

In the 21st century, glaciers are perceived as a distinct biome that has taken on special significance in today's world of retreating ice. Here we review the results of recent studies of organomineral formations on glaciers, their diversity, processes, functioning and the role in the biosphere. The question is raised about the possibility of involving supraglacial organomineral formations in the range of objects of soil science. We review the supraglacial zone as an area of soils and soil-like bodies, which biogeochemical processes affect the glacial biome and its surrounding landscapes. Interpretation of supraglacial organomineral formations from a soil scientist point of view revealed the following processes: accumulation and stabilization of organic matter (OM), its heterotrophic transformation, formation of dark-colored humified OM and accumulation of residual solid-phase products of functioning *in situ*, fine earth aggregation, and biochemical weathering. Among supraglacial formations, we distinguish pre-soils and soil-like bodies in ice and snow, metastable soil-like bodies on cryoconite and soils with microprofiles under moss communities on ice, as well as relatively stable soils with macroprofiles on fine-earth-detrital deposits with underlying glaciers and dead ice. Labile water-soluble OM, accumulated and transformed in supraglacial soils and soil-like bodies, has a significant impact on the periglacial zone, leading to the reservoir and priming effects. The studies of supraglacial organomineral systems are of fundamental importance for understanding the evolution of ecosystems on Earth as well as for modeling supraglacial formations of extraterrestrial bodies with a vast cryosphere. Supraglacial soil formation is also a model object for studying common soils under conditions of a constant external input of organic and mineral components, which contribution outside the glaciers is no less significant, but is masked by the poly-mineral substrate of soils and parent rocks.

Keywords: organomineral interactions, pre-soils, cryoconites, periglacial zone, greenhouse gas emissions, radiocarbon