Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 3, с. 72–80 **http://www.izdatgeo.ru**

...Если вечная мерзлота на Кольском полуострове деградируется, то, следовательно, климат утепляется, а если климат утепляется, то облегчается и поставленная правительством и общественностью задача освоения Севера...

М.И. Сумгин (1934)

УДК 551.345.1

ФОРМИРОВАНИЕ И СТРОЕНИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД У ЮЖНОЙ ГРАНИЦЫ КРИОЛИТОЗОНЫ НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

Ф.А. Романенко, Е.В. Гаранкина

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический ф-т, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; faromanenko@mail.ru, evgarankina@gmail.com

Проанализированы результаты полевых работ в северо-западной (район Никеля), центральной (Хибинский, Ловозерский низкогорные массивы и прилегающие равнины) и северо-восточной (бассейн р. Качковка) частях Кольского полуострова. Рассмотрены литологический состав, возраст, криогенные текстуры, изотопный состав мерзлых пород, термокарстовый рельеф. Установлен возраст многолетнемерзлых пород. Показано, что современное распространение мерзлых пород на Кольском полуострове практически не изменилось с середины XX века, несмотря на заметное потепление климата.

Многолетнемерзлые породы, бугристый рельеф, торфяники, микрорельеф, бурение, изотопный состав, термокарст

PERMAFROST FORMATION AND STRUCTURE AT THE SOUTH BORDER OF CRYOLITHOZONE, THE KOLA PENINSULA

F.A. Romanenko, E.V. Garankina

Lomonosov Moscow State University, Department of Geography, 119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, Russia; faromanenko@mail.ru, evgarankina@gmail.com

Results of fieldworks in the Northwestern (area of Nikel), central (low mountains of Khibins, Lovozerskiye tundras and adjoined plains) and Northeastern (basin of river Kachkovka) parts of the Kola Peninsula have been examined. The lithologic content, the age, the cryogenic textures, the isotopic composition of frozen ground and the thermokarst relief have been analyzed. The permafrost has been dated. It has been demonstrated that the modern permafrost distribution at the Kola Peninsula has practically not changed since the middle of XX century, despite the significant climate warming.

Permafrost, hummocky relief, peat lands, microrelief, drilling, isotopic composition, thermokarst

ВВЕДЕНИЕ

Данные о строении и распространении многолетнемерзлых пород на Кольском полуострове до сих пор остаются достаточно ограниченными. Немногочисленные (Г.И. Ануфриев [*1922*], Г.Д. Рихтер [*1934*], М.И. Сумгин [*1934*], М.А. Лаврова [*1934, 1935*] и др.) сведения о мерзлоте этого региона, появившиеся в печати до 1950 г., как и материалы Кольской (Понойской) экспедиции 1948 г. Института мерзлотоведения им. В.А. Обручева АН СССР, обобщены в “Трудах” этого института [*Вечная мерзлота..., 1953*]. Статьи начальника экспедиции И.Я. Баранова, его заместителя И.А. Тютюнова и Г.С. Константиновой посвящены общим закономерностям строения и формирования многолетнемерзлых пород и особенностям тундрового микрорельефа, главным образом бугристого рельефа торфяников.

© Ф.А. Романенко, Е.В. Гаранкина, 2012

Данные о мерзлоте Кольского региона поступали в основном при бурении разведочных скважин и проходке шурфов на медно-никелевых, апатито-нефелиновых и лопаритовых месторождениях [*Владимиров и др., 1939*]. Более детально охарактеризован мерзлотный рельеф Хибинских гор [*Перов, 1968*]. Специальные геокриологические исследования проводила комплексная экспедиция геологического факультета МГУ в 1978–1980 гг. [*Почвенно-геологические условия..., 1984; Геокриология..., 1988*], неоднократно мерзлота обнаруживалась болотоведами [*Елина, 2000*].

Большая часть имеющихся сведений о мерзлоте крайнего западного участка криолитозоны России относится к 1950–1980-м гг. Анализ метеорологических наблюдений на Кольском п-ове, проведенный О.А. Шиловцевой [*Shilovtseva, 2009*],

показывает четко выраженную в это время тенденцию климата к похолоданию, в связи с чем мерзлые породы должны были находиться как минимум в стабильном состоянии. Тем более интересна задача выявить изменения ситуации в начале XXI в., когда уже более 20 лет температура воздуха устойчиво повышалась. Еще М.И. Сумгин и И.Я. Баранов отмечали, что вечная мерзлота Кольского п-ова находится в стадии длительной деградации из-за потепления климата и некоторого увеличения количества зимних осадков. И можно было предположить, что редкоостровная неустойчивая мерзлота, наблюдавшаяся преимущественно в мерзлых торфяниках пойм и широких речных долин вблизи южной границы криолитозоны [*Вечная мерзлота..., 1953; Геокриология..., 1988*], может начать деградировать. Процесс таяния аналогичной островной мерзлоты в южных районах криолитозоны уже прогнозируется в обозримом будущем [*Хрусталев и др., 2008*].

РАСПРОСТРАНЕНИЕ МЕРЗЛЫХ ПОРОД НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

При анализе представлений о положении южной границы мерзлоты за последние 65 лет видно, что они заметно менялись (рис. 1). Вначале большая часть и даже весь полуостров включались в

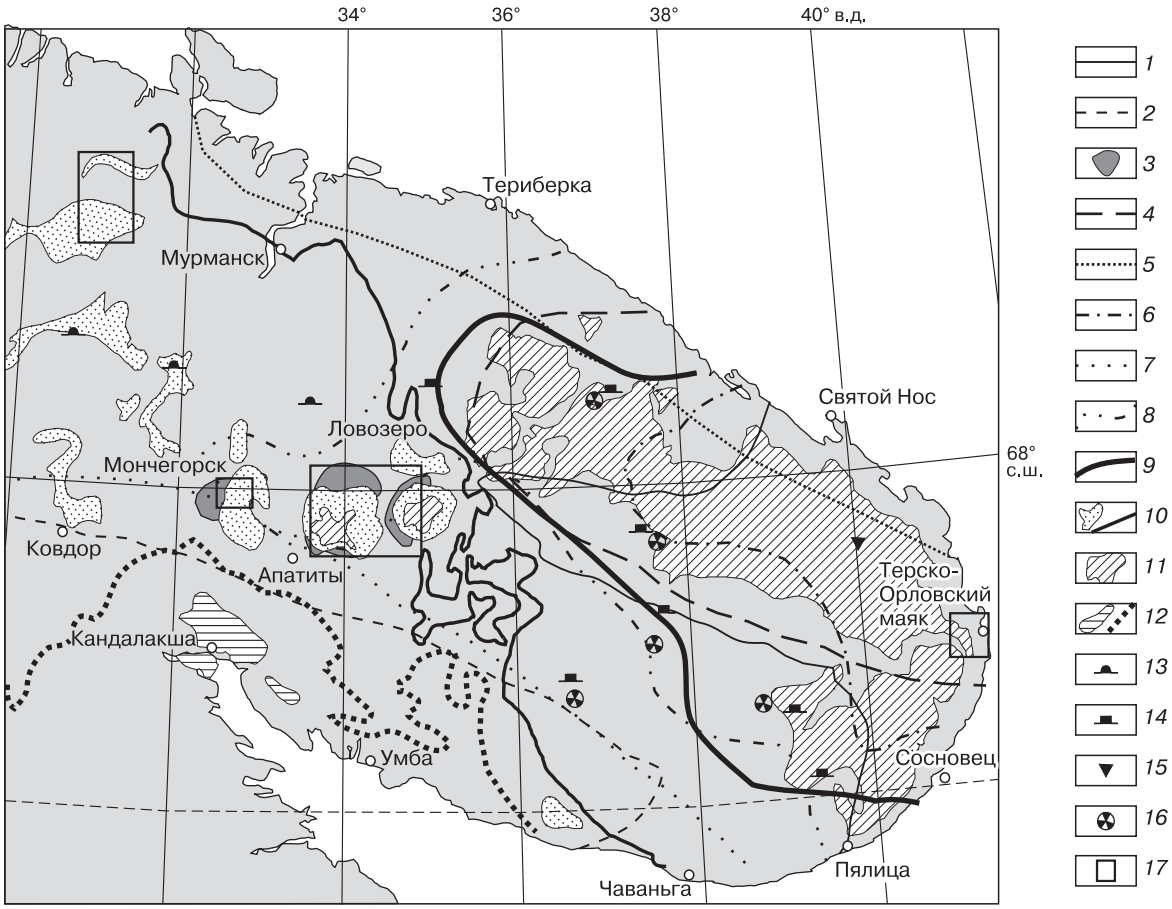

Рис. 1. Южная граница многолетнемерзлых пород на Кольском полуострове.

1–4 – по [*Геокриология..., 1988*]: *1* – южная граница района мерзлых минеральных пород, *2* – южная граница района мерзлых торфяников, *3* – районы распространения горной мерзлоты, *4* – граница вечной мерзлоты по В.Ф. Тумелю; *5–8* – по [*Почвенно-геологические условия..., 1984*]: *5* – южная граница подзоны островного распространения мерзлоты, *6* – южная граница подзоны редкоостровного распространения мерзлоты (*5*, *6* – по опубликованным данным), *7* – южная граница массивно-островного распространения мерзлоты, *8* – южная граница островного распространения мерзлоты (*7*, *8* – по данным экспедиции геологического факультета МГУ); *9–16* – по [*Геокриологическая карта..., 1996*]: *9* – южная граница распространения островов и массивов мерзлых пород, *10* – районы редкоостровного распространения мерзлых пород (до 20 % площади), *11* – районы массивно-островного распространения мерзлых пород (до 50 %), *12* – районы распространения перелетков мерзлых пород или мелких островов (до 1 %), *13* – выпуклобугристые торфяники, *14* – плоскобугристые торфяники, *15* – повторно-жильные льды мощностью до 10 м, *16* – термокарстовые озера и котловины; *17* – районы полевых работ авторов.

область распространения мерзлых торфяников, за исключением юго-западных участков. Впервые детально положение кровли мерзлых пород при помощи прямого зондирования было определено Г.И. Ануфриевым [*1922*] на бугристом болоте у станции Ягельный Бор (южнее Оленегорска) на абсолютной высоте не более 150 м. Под торфяными буграми мерзлота обнаружена в конце августа на глубинах 55–93 см. Между ними она отсутствовала. Мерзлые линзы имели форму "сильно выпуклой чечевицы" или "крутого удлиненного хребта", соответствуя форме самого бугра, а "бугристый торфяник имел в своих недрах твердый скелет из разобщенных друг от друга ледяных хребтов" [*Ануфриев, 1922, с. 41*]. Именно наличие мерзлых ядер под буграми привело А. Чильмана десятилетием ранее к мысли об эрозионном происхождении бугристых торфяников.

Границы, проведенные позже, оконтуривают меньшие территории, но имеют более сложную конфигурацию за счет включения в криолитозону горных массивов Монче- и Чунытундр, а также Хибинских и Ловозерских тундр. В этом "аппендиксе" и располагаются участки бугристых торфяников на берегу Умбозера, описанные ниже, где мощность мерзлоты превышает 3 м.

Вначале область островной мерзлоты занимала совсем небольшую полосу вдоль северного побережья полуострова, а затем ее протяженность была уменьшена с запада на восток, но увеличена с севера на юг. При этом контуры территории, где мерзлота выделялась практически всегда, близки и у В.Ф. Тумеля, и у И.Я. Баранова, и у участников экспедиции геологического факультета – это крайние северо-восточные районы полуострова, прилегающие в основном к холодному и ледовитому Белому морю, а не к согреваемому Северо-Атлантическим течением Баренцеву морю. При этом в западной части полуострова западнее Монче-тундры мерзлота геологами не картографируется в 1980-х гг., но присутствует на "Геокриологической карте России" 1996 г., что подтверждается и нашими данными.

Так, на холмисто-грядовых равнинах высотой 180–220 м между западной границей России и автомобильной дорогой Никель–Приречный широко распространены сильно увлажненные, часто болотистые участки с мощным торфяным покровом. Обширные плоскодонные котловины частично заняты крупными озерами Терскельяур, Пиедсъяур, Шуонияур и др. Межгрядовые котловины и ложбины шириной 250–300 м заняты полигонально-бугристыми болотами. Рельеф их образован сильно увлажненными хаотично расположенными понижениями, разделенными торфяными грядами высотой до 1 м. Борта заболоченных ложбин покрыты торфяными буграми с мерзлым ядром (высота до 1,5 м, ширина до 15 м), разделенными западинами.

С поверхности залегает мощный слой бурого или коричневого торфа (более 0,5 м), иногда опесчаненного. Величина протаивания в середине июля 1996 г. составляла всего 15–35 см. Мерзлота чаще наблюдается под буграми, расположенными на склонах ложбин, чем в их днищах. Вероятно, это объясняется более мощным снежным покровом в днищах ложбин. Даже небольшие микроклиматические различия сказываются на характере распространения мерзлоты в этих крайних для нее условиях. Бугристые торфяники с постоянно мерзлым ядром отмечались также южнее оз. Сальмиярви (к западу от Никеля) [*Бискэ, 1946*], и предполагалось, что это самая западная точка распространения мерзлоты на Кольском п-ове. Найденные нами мерзлые торфяные бугры расположены в 10 км к западу, на 29°45′ в.д.

СТРОЕНИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД В ОКРЕСТНОСТЯХ ГОРНЫХ МАССИВОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Проводя в течение многих лет учебную практику студентов МГУ в Хибинах, авторы неоднократно наблюдали сезонномерзлые породы, которые в июне–июле препятствовали проведению шурфовочных работ на разрезах рыхлых отложений на высотах 150–450 м. Выше это было вполне естественно, поскольку на плато Хибинских гор выше 900 м мерзлые породы на глубинах 0,3–0,6 м летом часто встречаются в шурфах. Кровля мерзлоты и(или) морозных скальных пород служит водоупором, и грунты суглинисто-песчано-щебнистого состава обладают свойствами тиксотропии, при небольших нагрузках приобретая жидко- и вязкотекучую консистенцию. Здесь широко распространены разнообразные формы мерзлотного микрорельефа, описание которых не входит в задачи настоящего исследования.

В Хибинских и особенно Ловозерских тундрах многолетнемерзлые или морозные породы встречаются на отметках выше 700–900 м глубоко в толще талого грунта (ледниковые отложения цирков) или скального массива, где глубина их залегания значительно превышает глубину сезонного промерзания. В результате этого смыкания слоев мерзлоты не происходит, и создаются условия для консервации линз реликтовых мерзлых пород [*Перов, 1968*].

По данным И.Я. Баранова [*Вечная мерзлота..., 1953*], в окрестностях Ловозерского массива многолетнемерзлые породы распространены шире, что связано с более суровым климатом и широким развитием здесь плоскобугристых и выпуклых торфяников на высотах до 400 м. Так, мерзлые породы около р. Сергевань имели мощность до 9 м, в

районе Оленегорска – до 4,75 м, они также были встречены в пределах поймы Ловозера.

Мерзлые торфяные бугорки обнаружены нами в котловине карового озера Сенгисъявр в западной части Ловозерских тундр на абсолютной высоте 720 м. Днище небольшого (диаметром менее 50 м) понижения, покрытое валунно-щебнистой отмосткой, непосредственно у уреза занято сложно построенным бугорковым микрорельефом. Он образован сочетанием изометричных или немного вытянутых задернованных бугорков (высота до 0,2–0,5 м, поперечник 0,3–1,8 м) и разделяющих их узких (не более 0,2 м) канавообразных ложбин. Мощность рыхлого чехла здесь не превышает 0,6 м. Под плотной торфяной дерниной бугорков вскрывается торф, а с 0,45 м бурые опесчаненные суглинки и алевриты с галькой и щебнем. На глубине 0,15–0,30 м находится кровля мерзлоты с атакситовой криогенной текстурой в верхних прослоях плохо разложившегося торфа и с массивной – ниже по разрезу. Шлиры и линзы льда толщиной 2–5 мм содержат рассеянный растительный детрит. Кровля мерзлоты повторяет форму самого бугорка, повышаясь в его центральной части и увеличиваясь в канавообразных понижениях между бугорками.

Более детально нам удалось познакомиться со строением мерзлых пород на восточной окраине Хибинского горного массива в нижнем течении Майвальтайока (Восточно-Хибинская равнина) (рис. 2).

26 июля 2000 г. (сухое и теплое лето) в шурфе на вершине крупного торфяного бугра в пределах плоскобугристого торфяника на высоте 5 м над урезом Умбозера на глубине 0,6 м нами вскрыта кровля твердомерзлого торфа с массивной криогенной текстурой. Его возраст около 1,5 тыс. радиоуглеродных лет (1470 ± 50, ГИН-11185). Здесь преобладают бугры высотой 0,4–0,6 м и диаметром 8–10 м с понижениями в центральных частях. На следующий год 25 июня в заболоченной котловине между буграми торфяным буром Гиллера была пройдена скважина глубиной 2,3 м, не встретившая мерзлоты. Пройдя торф, она вошла в несортированные разнозернистые озерные пески береговой зоны с большим количеством органического материала. Радиоуглеродное датирование показало, что формирование озерно-болотных отложений в отчлененной береговым валом лагуне Умбозера началось 5,0–4,5 тыс. радиоуглеродных лет назад (4560 ± 80, ГИН-11761), в конце атлантического времени. Следовательно, промерзание произошло позже. Данные диатомового анализа [*Олюнина и др., 2008*] говорят о заметном похолодании и увеличении континентальности климата во второй половине суббореального времени (после 4,4 тыс. лет назад).

В 2003 г. “настоящее” лето наступило довольно поздно, еще в конце июня в горах выпадал свежий снег, 3 июля ручным буром была пройдена скважина глубиной 3,1 м в 2 м от шурфа. Мощность мерзлого торфа и оторфованного сапропеля

Рис. 2. Мерзлый бугристый торфяник на западном берегу Умбозера в центральной части Кольского полуострова. Фото Е.В. Гаранкиной.

достигла 3 м, а ниже располагались мерзлые разнозернистые пески с галькой, щебнем и мелкими валунами, пройти которые насквозь и выйти в талые грунты не удалось. Таким образом, мощность мерзлоты превысила 3 м. Мерзлотный профиль до края болота выявил значительную мозаичность тундрово-болотных ландшафтов (рис. 3). Перепад мощности деятельного слоя в пределах линии профиля составляет около 1,5 м. Она минимальна под торфяными буграми и максимальна под мочажинами с озерками, а под сплошным покровом ягеля она меньше, чем под травянистой растительностью.

Повторную мерзлотную съемку удалось провести практически по тому же профилю 25 июня 2010 г. Глубина протаивания на вершине бугра не превышала 0,2 м. Под трещинами в мохово-лишайниковой подушке в мерзлом буром торфе прослеживались ледяные жилоподобные образования длиной более 1 м и шириной 7–25 см, состоявшие из одной или нескольких линз чистого льда шириной 2–7 см. Их разделяли и окружали вытянутые параллельно оси трещин полосы темно-бурого пластичного ледогрунта с тонкими (до 2–3 мм) ледяными прослоями и линзами светло-рыжего мерзлого торфа. Кровля ледяных образований неровная, волнистая, над ними торф проседал в виде линейных пологих провалов, что может свидетельствовать о регулярном протаивании. Возможно, формирование таких льдов связано с затеканием воды осенью в морозобойные трещины или трещины усыхания и ее замерзанием в течение нескольких лет подряд, т. е. с механизмом формирования обычных полигонально-жильных льдов. Но их мощность невелика, так как атмосферные осадки (а только они служат здесь источником влаги) не дают достаточного количества воды для появления льдов большей мощности, или же зимние температуры недостаточно низки для растрескивания грунтов и формирования более крупных жил.

Под небольшими торфяными буграми в конце июня еще сохранялись ледяные линзы мощностью до 20 см, окруженные талым торфом. Ниже 2,25 м также располагался твердомерзлый торф, мощность которого установить не удалось. Можно предположить, что верхний мерзлый горизонт сезонномерзлый, а нижний – многолетнемерзлый. Сливаются ли они в период промерзания, определяется условиями конкретного года.

Выявлены и некоторые отличия от 2003 года. Исчезла строгая зависимость глубины протаива-

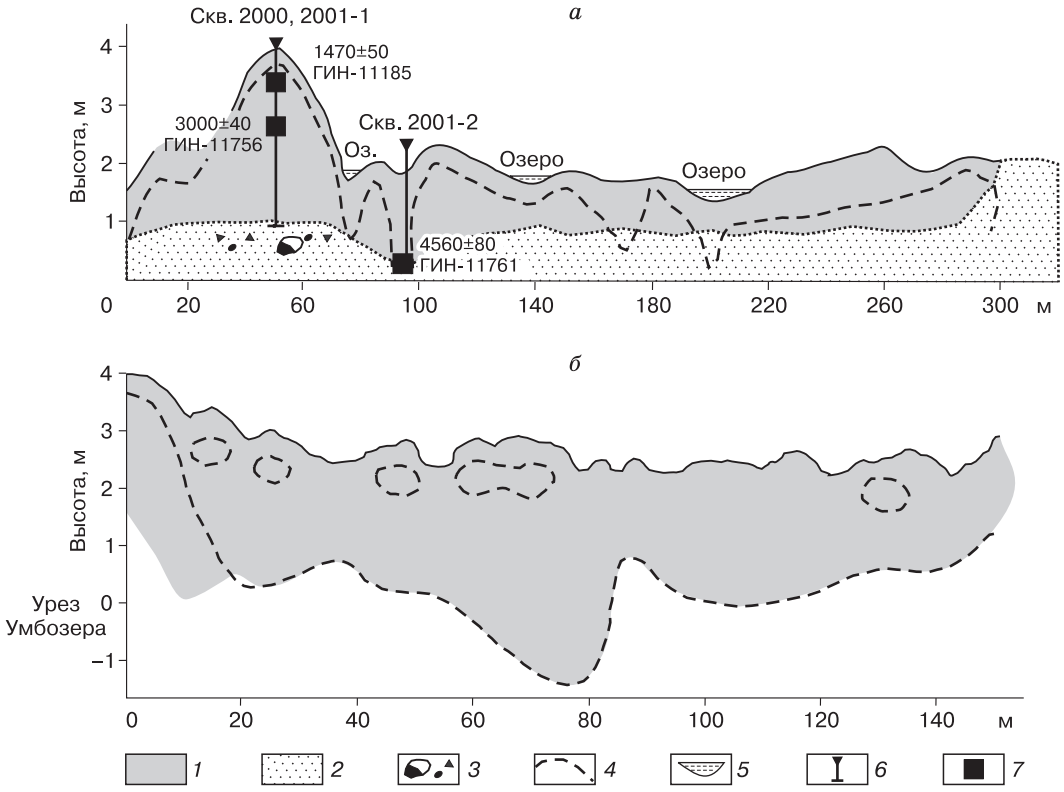

Рис. 3. Мерзлотные профили 2003 г. (*а*) и 2010 г. (*б*).

1 – торф и сапропель; *2* – песок; *3* – валуны, галька и щебень; *4* – кровля многолетнемерзлых пород; *5* – озерки; *6* – буровые скважины; *7* – точки отбора образцов на радиоуглеродный анализ и возраст отложений, радиоуглеродных лет.

ния от обводненности. Под мочажинами мерзлый слой вскрывался иногда даже на меньшей глубине, чем под сухими торфяными буграми. Это можно объяснить наличием здесь линз ледогрунта или чистого льда, образующихся при промерзании сильно обводненных грунтов мочажин и превращающих эти участки в своего рода "холодильники", хранящие запас холода. Для таких линз нам представляется верным предположение А. Чильмана и С.А. Яковлева [*Григорьев, 1925; Качурин, 1961*], что источником льда являются поверхностные и грунтовые болотные воды.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ТЕКСТУРООБРАЗУЮЩИХ ЛЬДОВ

Данные об изотопном составе текстурообразующих льдов Кольского п-ова практически отсутствуют. Мы приводим здесь немногочисленные материалы, полученные в 1994–1999 гг. и прежде не публиковавшиеся (см. таблицу), а также аналогичные определения содержания изотопа кислорода $\delta^{18}O$ (‰ к V-SMOW) текстурообразующих льдов из районов распространения более низкотемпературной многолетней мерзлоты – полуостровов Канин и Челюскин. Методическая воспроизводимость (1σ) составила ±0,1 ‰. Изотопные исследования проведены в Институте географии РАН старшим научным сотрудником, канд. геогр. наук В.И. Николаевым.

Образцы отобраны из ледяных шлиров и линз на кровле мерзлоты, причем на начальном этапе сезонного протаивания, и характеризуют небольшие шлиры и линзы, рассекающие минеральное ядро кочек (высотой до 40 см) с плотной дерниной (рис. 4). То есть их мерзлотно-геоморфологическая позиция аналогична вышеописанным торфяным буграм Кольского п-ова, где толщи торфа и дернины разбиты жилкообразными ледяными образованиями. В северо-восточной части п-ова Канин в районе мыса Голая Сопка (см. рис. 4, *б*, *в*)

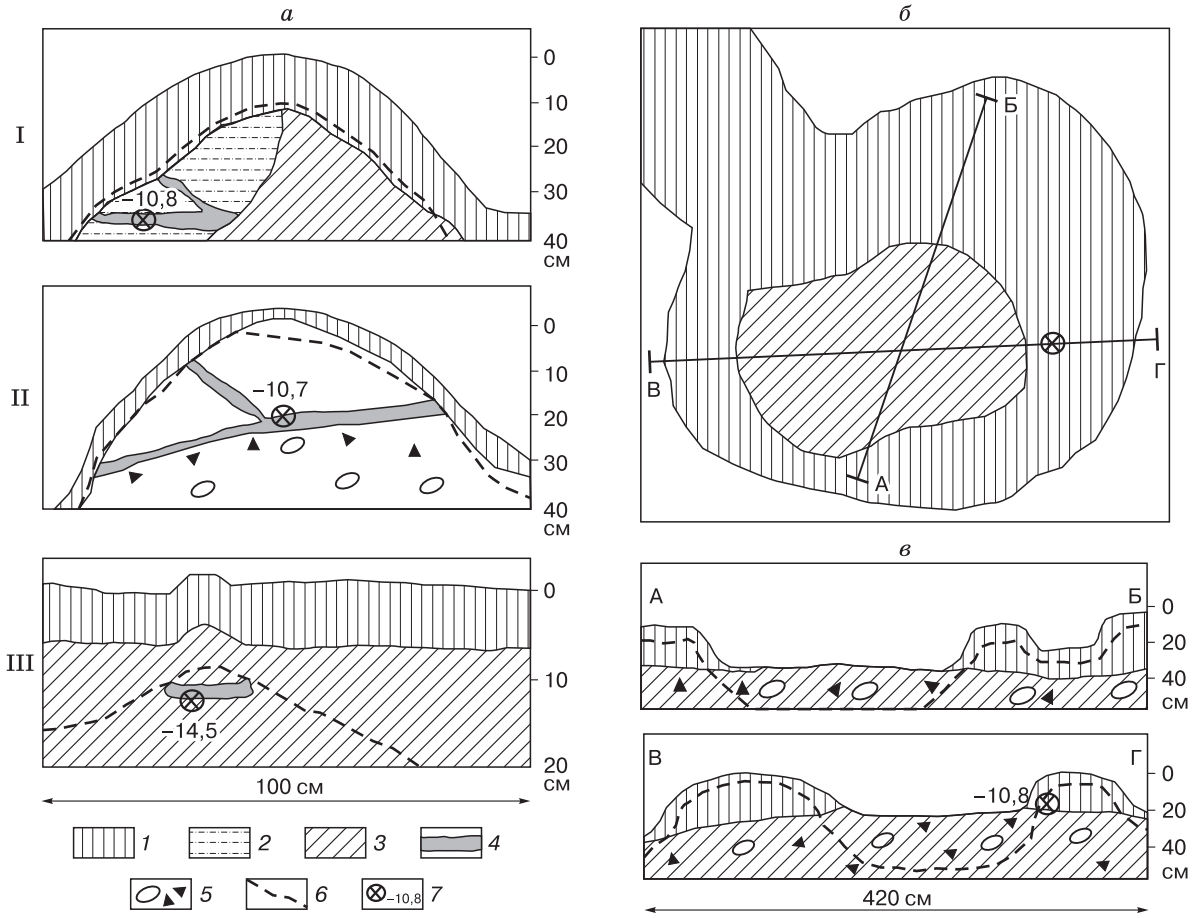

Рис. 4. Поперечные профили опробованных форм микрорельефа на северо-востоке Кольского полуострова (*а*, I, II), полуостровах Челюскин (*а*, III) и Канин (*б*, *в*).

1 – дернина; *2* – темно-бурый суглинок; *3* – светло-бурый суглинок; *4* – ледяные жилки и линзы; *5* – галька и щебень; *6* – подошва сезонноталого слоя; *7* – точки опробования и изотопный состав ($\delta^{18}O$, ‰).

Изотопные характеристики ($\delta^{18}O$) текстурообразующих (т/о) льдов

№ п/п	Номер образца	Точка отбора	Положение образца	Глубина, м	$\delta^{18}O$, ‰
1	103	Кольский п-ов, долина р. Острого	Ледогрунт под кочкой	0,05–0,10	–10,6
2	104			0,05–0,10	–10,6
3	105		Шлир в суглинке	0,05–0,10	–10,7
4	106		Шлир льда в супеси	0,05–0,10	–10,8
5	107	П-ов Канин, мыс Голая Сопка	В суглинке	0,8–0,9	–8,3*
6	108		Линза т/о льда, бугорок	0,07–0,12	–10,2
7	109		Валик	0,15–0,20	–10,8
8	110	П-ов Челюскин, долина р. Анжелики	В суглинке	0,3–0,4	–16,2
9	111		Под бордюром	0,1–0,2	–14,5

* Образец отобран из берегового обрыва, и в составе ледяной линзы присутствует морская вода, “утяжелившая” изотопный состав по сравнению с образцами, отобранными в нескольких километрах от моря.

образец отобран из суглинка с массивной криогенной текстурой, это в чистом виде текстурообразующий лед. На Кольском п-ове в долине руч. Острого южнее устья р. Качковка был опробован кочковатый тип микрорельефа, т. е. образованный кочками с минеральным ядром, на Канине – медальонно-валиковый, на Челюскине в долине р. Анжелики – медальонный [*Романенко и др., 1998*].

Большой разницы между изотопными характеристиками ледяных шлиров и линз на Кольском п-ове и на п-ове Канин не обнаружено, они находятся в диапазоне от –10,2 до –10,8 ‰, что объясняется сходными условиями промерзания. Однако такие же льды на п-ове Челюскин, где климатические и мерзлотные характеристики существенно более суровые, чем на побережье Баренцева моря, имеют и значительно более легкий изотопный состав (–14...–16 ‰). Большой интерес представляет механизм формирования изотопного состава этих льдов и его дифференциация в зависимости от особенностей промерзания и перемещения влаги в грунте при образовании криогенного микрорельефа. Но делать какие-то выводы на таком небольшом материале явно преждевременно.

СВИДЕТЕЛЬСТВА ДРЕВНЕГО ТЕРМОКАРСТА

Рассмотрим теперь следы распространения на Кольском полуострове термокарста – процесса, активизация которого является одним из явных признаков деградации мерзлоты. Они известны на торфяниках Понойской тундры и района Мончегорска [*Вечная мерзлота..., 1953*], в Кейвах [*Геокриологическая карта..., 1996*]. Конечной стадией развития термокарста на поймах озер и рек и на междуречьях считается возникновение болотно-мочажинного комплекса – “аапа-комплекса” [*Елина, 2000*], широко распространенного на Кольском п-ове.

На бугристых торфяниках в районе Никеля часто встречаются фрагменты разрушившегося полигонального рельефа, полигоны практически не сохранили своих очертаний, превратившись в сочетания беспорядочно расположенных бугров и западин, в которых застаивается вода. Термокарст проявляется в образовании ям глубиной и диаметром до 0,6 м, располагающихся рядом с валунами. Последние нагреваются сильнее, чем торф, и вокруг них мерзлота протаивает быстрее.

Но мы коснемся проявлений термокарста более древнего, следы которого обнаружены на крайнем северо-западе полуострова к югу от Никеля и на мысе Тульинъярк в Восточных Хибинах. Последние представляют собой отрицательные линейно вытянутые формы рельефа [*Романенко, Тарбеева, 2005*], не имеющие аналогов не только в этом горном массиве, но и в соседних (Ловозерские, Мончетундры). Некоторые из них, наиболее просто построенные, развивались под воздействием преимущественно эрозии и гляциотектоники, но другие заслуживают отдельного рассмотрения. Это сложное сочетание серповидно изогнутых ложбин, окружающих овальные в плане, округловершинные холмы, и замкнутых котловин со следами спущенных озер, отделенных седловинами. Для ложбин характерны узкие днища (до 3 м) и крутые выпуклые склоны. Высота холмов 7–12 м. В центральной части форм днище расширяется до 20 м и осложняется невысокими грядами. Они делят его на рукава, которые выше вновь соединяются в одно русло со свежими промоинами глубиной 0,3 м и шириной 0,5–0,7 м. Ближе к устью днище сужается, борта выполаживаются, в днище врезаны неглубокие (30–40 см) разветвленные задернованные ложбины. Мерзлые породы в песчано-галечных отложениях не вскрыты.

По облику формы очень похожи на эрозионно-термокарстовые ложбины, наблюдавшиеся нами в южной части Большеземельской тундры (бассейны рек Лая и Харьяха) в районе распро-

странения многолетней мерзлоты. Для них также характерны многочисленные "перехваты", т. е. смыкания отвершков в верховьях, наличие озеровидных расширений и отсутствие или явное несоответствие размеров конусов выноса размерам самих форм (за счет термокарста). Другой фактор образования формы – суффозия, признаком которой могут быть изменения продольных уклонов днища и наличие седловин.

Аналогичная картина наблюдалась и в районе Никеля. На западном берегу оз. Шуонияур сформировалось весьма сложное сочетание песчано-валунных гряд, островов, мысов и кос в озере, а также молодых озерных террас. Здесь расположена целая серия хорошо выраженных округловершинных песчано-валунных гряд высотой до 15–20 м, шириной до 25 м и длиной почти 800 м, отделенных от скальной гряды глубокой ложбиной с цепочкой озер, заложившейся по разрывному нарушению. Одна из гряд продолжается далеко в оз. Шуонияур длинной, ступенчато снижающейся косой с валунной грядой на конце. У ее основания округловершинные гряды разделены ложбинами и замкнутыми понижениями. Поперечный профиль гряды изменяется на различных ее участках, в плане она неоднократно изгибается. В сложении гряды преобладает та же песчано-галечно-валунная толща, перекрытая мощным слоем торфа.

Перпендикулярно этой гряде располагается другая, сложенная валунником. Она завершается небольшим островом, в основании которого лежат валуны и глыбы гнейсов, перекрытые толщей мерзлого торфа мощностью 0,5–0,7 м. Торф начал формироваться около 5 тыс. радиоуглеродных лет назад (5050 ± 50, ГИН-9494), т. е. он промерз, видимо, также во время суббореального похолодания.

На юго-западном окончании оз. Шуонияур от уреза до высоты 10–15 м распространены вытянутые на сотни метров округловершинные (ширина вершинных поверхностей 3–10 м) гряды высотой 2–6 м, сложенные сильно ожелезненным песчано-галечным материалом. Они образуют ячейки шириной 70–100 м, внутри которых располагаются озера или бугристые болота. Подобные формы отмечены также у оз. Алла-Аккаярви, на западном берегу Терскельяур и западнее Шуорта [*Бискэ, 1946*], где они ориентированы с юго-запада на северо-восток. На берегах Умбозера выделено шесть типов таких гряд [*Беляев, Новикова, 2010*], в формировании четырех из них ведущую роль играли процессы водно-ледниковой эрозии и аккумуляции.

ВЫВОДЫ

Полевые работы показывают, что мерзлые торфяники распространены на Кольском п-ове более широко, чем считалось в 1980-е гг., и картина, охарактеризованная И.Я. Барановым тридцатью годами ранее, представляется более точной даже сейчас, в разгар дискуссий о деградации мерзлоты под влиянием потепления климата.

В настоящее время заметных признаков деградации мерзлоты на бугристых торфяниках у южной границы криолитозоны, о которых писала, например, М.А. Лаврова [*1934, 1935*] и которые отмечены недавно в Шведской Лапландии [*Иванова и др., 2011*], не наблюдается. Так как вслед за А. Чильманом и С.А. Яковлевым [*Качурин, 1961*] мы считаем, что источником льда являются поверхностные и грунтовые болотные воды, то, соответственно, чем сильнее увлажнены грунты, тем больше в них образуется ледяных линз, в свою очередь способствующих более глубокому и обширному охлаждению вмещающих пород (в нашем случае – за счет роста количества осадков). Поэтому более вероятна ее аградация из-за увеличения количества осадков и слияния сезонной мерзлоты с многолетней.

В целом ситуация остается такой же, как во времена М.И. Сумгина и И.Я. Баранова, – мерзлые ядра торфа "плавают" в сильно увлажненных талых толщах.

Судя по радиоуглеродным датировкам, мерзлые породы близ южной границы мерзлоты на Кольском п-ове сформировались в ходе суббореального похолодания 4,0–3,5 тыс. лет назад и благополучно "пережили" субатлантическое потепление.

Нами выделены две эпохи интенсивного термокарста. *Первая эпоха* была в раннем–среднем голоцене (9–6 тыс. лет назад), когда разрушались многочисленные глыбы "мертвого" льда, остававшиеся в ледниково-тектонических котловинах (гляциокарст). Таяние льда, захороненного чехлом склоновых и водно-ледниковых осадков, на фоне интенсивной блоковой тектоники, столь характерной для Кольского п-ова на этапе дегляциации, привело к образованию ортогональных трещин в ледяных глыбах, сети эрозионных борозд, внутри- и надледниковых каналов. Они выступали коллекторами стока, и к ним были приурочены мощные потоки талых вод, переносивших большое количество рыхлого материала. При окончательном исчезновении глыб "мертвого" льда на месте систем трещин возникли обнаруженные в различных районах полуострова участки грядового рельефа.

Вторая эпоха оживления термокарста была связана с потеплением первой половины субатлантического периода (2,0–1,3 тыс. лет назад), когда начали разрушаться промерзшие в суббореальное время толщи. Следы этого: котловины спущенных в настоящее время озер на равнине Восточных Хибин (долина Тульйока), на восточной

окраине Ловозерского массива, ортогональные системы гряд и котловин в районе горы Лысой (Южные Хибины). Процесс идет с переменной интенсивностью и, как и в большей части районов криолитозоны, термокарст и промерзание происходят одновременно и определяются локальными геоморфологическими и микроклиматическими условиями.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 11-05-01044).

Литература

Ануфриев Г.И. О болотах Кольского полуострова // Северная научно-промысловая экспедиция. Кольский почвенно-ботанический отряд. Пг., Геогр. ин-т, 1922, вып. III, 80 с.

Беляев Ю.Р., Новикова Н.Г. Роль водно-ледниковой аккумуляции в формировании грядового рельефа побережья Умбозера (Кольский полуостров) // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты: Тр. VI Щукинских чтений. М., Изд-во Моск. ун-та, 2010, с. 270–272.

Бискэ С.Ф. Рельеф и четвертичные отложения Печенгского района // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1946, т. 78, вып. 5–6, с. 545–560.

Вечная мерзлота Кольского полуострова / Под ред. И.Я. Баранова. М., 1953, 180 с. (Тр. Ин-та мерзлотоведения им. В.А. Обручева; Т. XIII).

Владимиров О.К., Красковский С.С., Семенов А.С. Геотермические исследования в Мончетундре // Докл. АН СССР, 1939, т. 23, № 4, с. 353–356.

Геокриологическая карта России. М-б 1:2 500 000 / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Изд-во Моск. ун-та, 1996.

Геокриология СССР. Европейская территория СССР / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1988, 358 с.

Григорьев А.А. Типы тундрового микрорельефа субарктической Евразии, их географическое распространение и генезис // Землеведение, 1925, т. XXVII, вып. 1–2, с. 5–24.

Елина Г.А. Позднеледниковье и голоцен восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография) / Г.А. Елина, А.Д. Лукашов, Т.К. Юрковская. Петрозаводск, Ин-т биологии КарНЦ РАН, 2000, 242 с.

Иванова Н.В., Кузнецова И.Л., Пармузин И.С. и др. Геокриологические условия Шведской Лапландии // Материалы 4-й конф. геокриологов России. М., Унив. книга, 2011, т. 2, ч. 5, с. 77–82.

Качурин С.П. Термокарст на территории СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 116–119.

Лаврова М.А. О нахождении вечной мерзлоты в районе Волчьей и Монче-тундр на Кольском полуострове // Тр. Комис. по изучению вечной мерзлоты, 1934, т. III, с. 117–120.

Лаврова М.А. Заметка о нахождении вечной мерзлоты на южном берегу Кольского полуострова // Тр. Комис. по изучению вечной мерзлоты, 1935, т. IV, с. 253–255.

Олюнина О.С., Полякова Е.И., Романенко Ф.А. Диатомовые ассоциации голоценовых отложений Кольского полуострова // Докл. РАН, 2008, т. 423, № 3, с. 370–374.

Перов В.Ф. Снежники, ледники и мерзлотный рельеф Хибинских гор. М., Наука, 1968, 120 с.

Почвенно-геологические условия Нечерноземья / Под ред. Е.М. Сергеева. М., Изд-во Моск. ун-та, 1984, 608 с.

Рихтер Г.Д. Некоторые сведения о торфяных буграх в районе Нюдозера // Тр. Комис. по изучению вечной мерзлоты, 1934, т. III, с. 121–126.

Романенко Ф.А., Тарбеева А.М. Деградация поздневалдайского оледенения и преобразования рельефа Восточных Хибин (Кольский полуостров) // Рельеф и природопользование предгорных и низкогорных территорий. Барнаул, Изд-во Алт. ун-та, 2005, с. 276–280.

Романенко Ф.А., Хольнов А.П., Зарецкая Н.Е. Особенности развития тундрового микрорельефа Таймыра // Геоморфология, 1998, № 1, с. 100–106.

Сумгин М.И. К вопросу о вечной мерзлоте в торфяных буграх на Кольском полуострове // Тр. Комис. по изучению вечной мерзлоты, 1934, т. II, с. 107–115.

Хрусталев Л.Н., Клименко В.В., Емельянова Л.В. и др. Динамика температурного поля многолетнемерзлых пород южных районов криолитозоны при различных сценариях климатических изменений // Криосфера Земли, 2008, т. XII, № 1, с. 3–11.

Shilovtseva O.A. Air temperature changes at White Sea shores and islands in the 19th and 20th centuries // Global Climatology and Ecodynamics. Anthropogenic Changes to Planet Earth. Chichester, Praxis Publ. Ltd, 2009, p. 301–332.

Поступила в редакцию
26 декабря 2011 г.