

## Ледниковые гряды на склонах низких гор Кольского региона: морфология, строение, генезис

Вашков А. А.<sup>1</sup>, Алфертьев Н. Л.<sup>2</sup>, Шилкина Ю. Н.<sup>3</sup>, Носова О. Ю.<sup>1</sup>, Коваленко Н. А.<sup>1</sup>, Сергиенко Д. Д.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, a.vashkov@ksc.ru

<sup>2</sup> Лапландский государственный природный биосферный заповедник, Мончегорск, alfertev@laplandzap.ru

<sup>3</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, st121639@student.spbu.ru

**Аннотация.** Установлено, что параллельно-грядовый рельеф на южном склоне Ловозерских Тундр представляет собой боковую морену последнего оледенения, которая формировалась без воздействия активного ледника. Моренные гряды на юго-восточном склоне Хибин, в пределах массива Чуна-Тундра и Ёлка-Тундра формировались вблизи непосредственного края ледника и связаны с его давлением со стороны прилегающих равнин. Это подтверждается преобладанием в составе гравийной фракции морен пород из источников, расположенных на прилегающих равнинах. Анализ направлений падения отдельных линз и длинных осей галек в морене указывает на давление ледника не параллельно, а перпендикулярно склонам массивов. Корреляция моренных гряд, расположенных на разных высотных отметках массивов показывает, что их формирование началось после лужской фазы активизации ледникового покрова и после продолжилось во время невской фазы. К наиболее молодым моренным образованиям фазы салпаусселька I относятся гряды массива Чуна-Тундра и напорные морены у юго-западного подножья Хибин. Полученная информация имеет важное палеогеографическое значение для уточнения мощности последнего ледникового покрова, его динамики и процессов осадконакопления в краевой зоне. С лужской фазы активизации ледникового покрова массивы низких гор региона представляли собой нунатаки и выступали как морфологические ледораздельные зоны. У их подножий, помимо отдельных моренных гряд, формировались гляциодислокации с деформированными флювиогляциальными и озерно-ледниковыми осадками и представляют собой перспективные участки для месторождений строительных полезных ископаемых.

**Ключевые слова:** последнее оледенение, морена, дегляциация, мощность и динамика ледникового покрова.

## Glacial ridges on the slopes of low mountains of the Kola region: morphology, structure, genesis

Vashkov A. A.<sup>1</sup>, Alfertiev N. L.<sup>2</sup>, Nosova O. Yu.<sup>1</sup>, Shilkina Yu. N.<sup>3</sup>, Kovalenko N. A.<sup>1</sup>, Sergienko D. D.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Geological Institute KSC RAS, Apatity, a.vashkov@ksc.ru

<sup>2</sup> Lapland State Nature Biosphere Reserve, Monchegorsk, alfertev@laplandzap.ru

<sup>3</sup> St. Peterburg University, St. Peterburg, st121639@student.spbu.ru

**Abstract.** It has been established that the parallel-ridge relief on the southern slope of the Lovozero Tundra is a lateral moraine of the last glaciation, which was formed without the influence of an active glacier. The moraine ridges on the southeastern slope of the Khibiny, within the Chuna-Tundra and Yolka-Tundra massifs were formed near the immediate marginal zone of the ice-sheet and are associated with its pressure from the adjacent plains. This is confirmed by the predominance of rocks from sources located on the adjacent plains in the composition of the gravel fraction of moraines. Analysis of the directions of fall of individual lenses and long axes of pebbles in the moraine indicates that the glacier pressure is not parallel, but perpendicular to the elephants of the massifs. Correlation of moraine ridges located at different altitudes of the massifs shows that their formation began after the Luga phase of glacial cover activation and then continued during the Neva phase. The youngest moraine formations of the Salpausselka I phase include the ridges of the Chuna-Tundra massif and the pressure moraines at the southwestern foot of the Khibiny. The information obtained is of great paleogeographic importance for clarifying the thickness of the last ice sheet, its dynamics and sedimentation processes in the marginal zone. Since the Luga phase of ice sheet activation, the low mountain massifs of the region were nunataks and acted as morphological ice-divide zones. At their foothills, in addition to individual moraine ridges, glacioidislocations with deformed fluvioglacial and lacustrine-glacial sediments were formed and are promising areas for deposits of construction minerals.

**Keywords:** last glaciation, moraine, deglaciation, ice sheet thickness and dynamics.

## **Введение**

Ледниковый рельеф на склонах низких гор Кольского региона исследуется с конца XIX в. (Ramsay, 1898). Ко второй половине XX в. в общих чертах были определены особенности распространения, морфологии и строения ледникового рельефа для Хибинского массива, поднимаются вопросы взаимодействия горного и покровного оледенений (Лаврова, 1960; Арманд, 1964). Эти работы были продолжены для Хибинского и Ловозерского массивов, в результате к концу XX в. была построена модель взаимодействия горного и покровного оледенений (Евзеров, Николаева, 2007, 2010). Улучшение качества цифровых изображений земной поверхности и цифровых моделей рельефа позволили за последние 30 лет установить аккумулятивные формы рельефа на склонах других горных массивов региона: Чуна и Монче-Тундры, Лувеньских, Колвицких и Ёлка-Тундр (Neimelja et al, 1993; Hätterstrand, Clark, 2006; Boyes et al, 2021).

Определение особенностей морфологии и строения аккумулятивных форм является актуальным для выяснения их генезиса, что в свою очередь позволит реконструировать положение краевой зоны покровного оледенения. Дальнейшая корреляция аккумулятивных форм позволит провести реконструкцию мощности покровного оледенения. Ранее такая работа выполнялась только для Хибинского и Ловозерского массивов с более ограниченными техническими средствами и меньшим количеством фактического материала (Евзеров, Николаева, 2007, 2010). Также ранее не проводилась корреляция аккумулятивных образований на склонах гор с конечно-моренными образованиями на прилегающих равнинах, исследование которых продолжается в настоящее время (Вашков и др., 2024).

## **Район работ**

Полевые работы проводились с 2021 по 2024 гг. на южных склонах Ловозерских Тундр, юго-восточных склонах Хибин, в восточной части Чуна-Тундры а также в Лувеньских и Ёлка-Тундрах (рис. 1, 2). Эти низкие горы отражают тектонические поднятия разнородных интрузивных массивов в течение кайнозоя и характеризуются специфическим геологическим строением. Щелочными породами преимущественно сложены Хибинский и Ловозерский массивы: первый нефелиновыми сиенитами, второй нефелиновыми сиенитами и люавритами (Геологическая..., 2001; Ремизова, 2007). Массивы Чуна-Тундры, Лувеньских и Ёлка-Тундр сложены протерозойскими интрузиями основных пород: амфиболитов, пироксенитов и др. (Геологическая..., 2001). Четвертичные отложения надстраивают поверхности массивов до высот не более 750–800 м над уровнем моря (н.у.м.) (Арманд, 1964). Их мощность составляет от первых метров на высотах свыше 450 м н.у.м до нескольких десятков метров у подножий массивов и свыше 100 м в отдельных горных котловинах (например, котловина Большого Вудъявра в Хибинах) (Арманд, 1964; Евзеров, Николаева, 2010; Государственная..., 2012).

## **Методика работ**

В ходе работ применялся комплекс геолого-геоморфологических методов. Было обследовано строение и морфология 14 гряд и грядово-холмистых участков на склонах и у подножий массивов (рис. 1, 2). Определение морфологии аккумулятивных образований проводилось при помощи нивелирования форм, замеров крутизны, высоты и длины склонов. Положение гребней гряд на склонах и уточнение их морфологических характеристик проводилось при анализе ЦМР ArcticDEM разрешением 2 м (Porter et al., 2023).

С поверхности гряд закладывались шурфы, в редких случаях обследовались дорожные выемки и небольшие карьеры. В разрезах определялись особенности структуры и текстуры отложений. Цвет отложений определялся при помощи колориметрической системы *Munsell Soil Color Charts*. Детальное изучение текстуры ледниковых отложений производилось с помощью массовых замеров азимутов и углов падения плоскостных (плоскости сланцеватости, границы линз в диамиктоне) и линейных (длинные оси галек и валунов) элементов (Аболтиньш, 1989; Benn, 2013). Выполнялось по 25–100 замеров в одном разрезе. В случае присутствия в разрезе сложно построенных

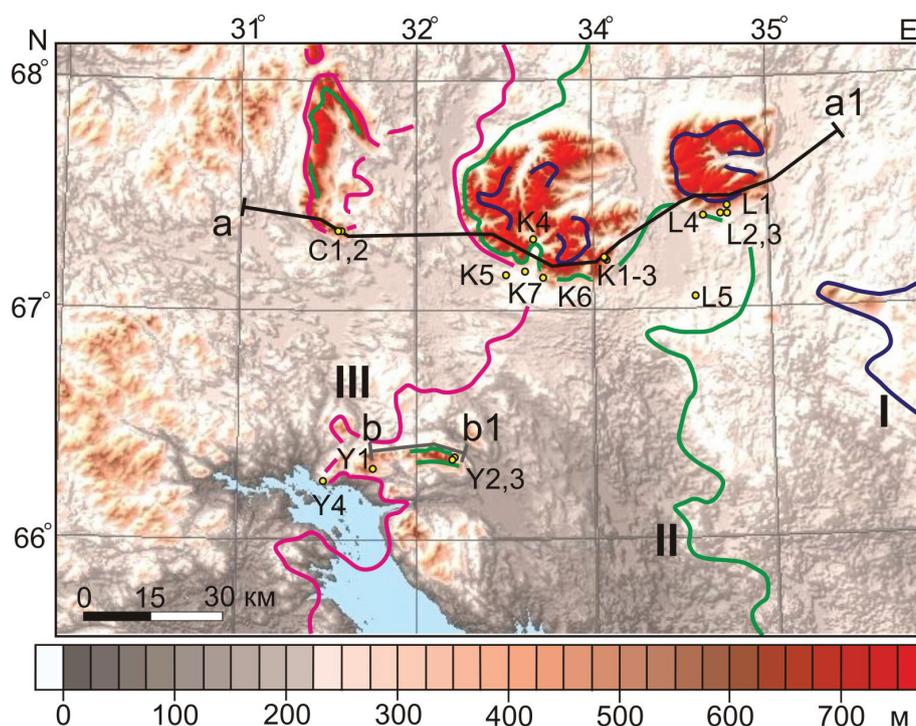


Рис. 1. Схема размещения пунктов исследования: L 1–5 – участок в районе Ловозерских Тундр; K 1–7 – Хибинских Тундр; C 1,2 – Чуна-Тундры; Y 1–4 – Лувенгских и Ёлка-Тундр. Римские цифры обозначают фазы сокращения последнего ледникового покрова в регионе (с использованием Вашков и др., 2024): I – лужская фаза, максимум (темно синяя линия); II – нельская фаза (зеленая линия); III – фаза салпаусселька I (розовая линия)

Fig. 1. The scheme of the study areas: L 1–5 – research sites in the Lovozero Tundra area; K 1–7 – Khibiny Tundra; C 1,2 – Chuna-Tundra; Y 1–4 – Luvengskie and Yolka-Tundra. Roman numerals denote the phases of the last glaciation in the region (using by Vashkov et al., 2024): I – maximum of the Luga stage (dark blue line); II – Neva stage (green line); III – salpausselka I stage (pink line)

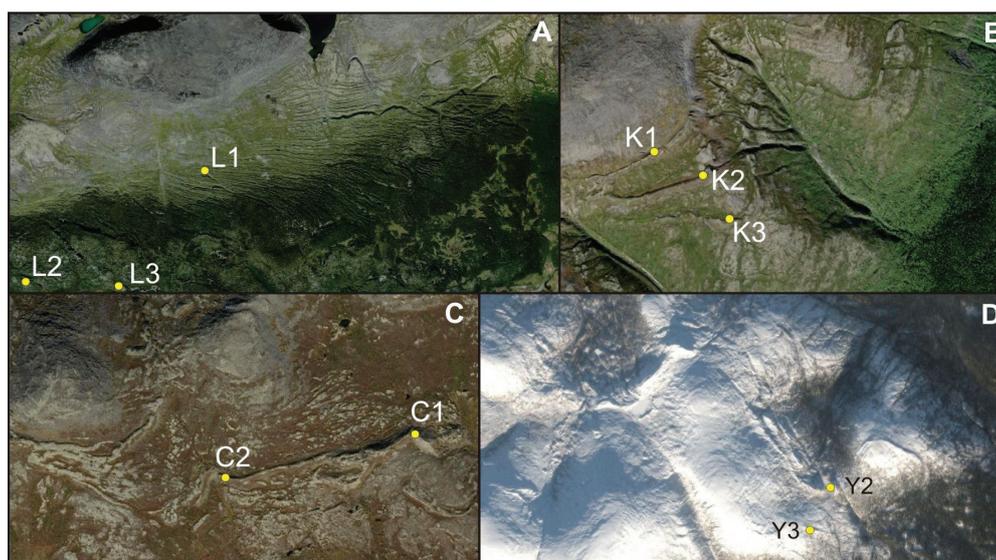


Рис. 2. Боковые морены на южном склоне Ловозерского массива (A), моренные гряды на юго-восточном склоне Хибинского массива (B), моренная гряда южнее г. Ельнюн (Чуна-Тундра) (C), моренные гряды на северном склоне массива Ёлка-Тундра (D)

Fig. 2. Lateral moraines on the southern slope of the Lovozero Massif (B), moraine ridges on the southeastern slope of the Khibiny Massif (C), moraine ridge south of Mount Yelnyun (Chuna-Tundra), moraine ridges on the northern slope of the Yolka-Tundra massif (D)

гляциодислокаций измерялись направления и углы падения контактов деформированной слоистости в разных частях разрезов (Аболтиньш, 1989; Aber, Ver, 2007). Обработка полученных данных проводилась при помощи программы OpenStereo 0.1.2, структурные диаграммы строились на нижней полусфере равноплощадной сетки Шмидта.

Гранулометрический анализ проводился в полевых и лабораторных условиях. Содержание крупнообломочной фракции размером свыше 50 мм рассчитывалось по палетке на площади 1 × 1 м, при дальнейшем определении гранулометрического состава количество материала в этой фракции не учитывалось (табл. 1). Дальнейший анализ проводился на ситах рассеивающей машины Retsch AS Control 300 диаметром 10, 5, 2, 1, 0.5, 0.25, 0.1, 0.05 и 0.025 мм. Связные осадки с алевроглинистыми частицами (в том числе диамиктоны) просеивались при подаче воды с вымыванием фракции менее 0.025 мм.

Таблица 1. Гранулометрический состав ледниковых отложений гряд на склонах низких гор и прилегающих равнин Кольского региона. Местоположение пунктов обозначено на рис. 1

Table 1. Granulometric composition of glacial deposits of ridges on the slopes of low mountains and adjacent plains of the Kola region. The location of the points is indicated in Fig. 1

Пункт	Высота (м)	Более 50 мм %*	Фракции от 50 до 0.025 мм и менее, %									
			50–10	10–5	5–2	2–1	1–0.5	0.5–0.25	0.25–0.1	0.1–0.05	0.05–0.025	< 0.025
Ловозерские Тундры												
L1	405	40–45	3.7	7.6	15.6	19.1	13.4	9.3	11.5	8.6	11.2	
L2	266	35–40	31.7	12.0	12.0	7.8	9.3	10.5	9.0	3.1	2.1	2.5
L3	226	35–40	24.5	10.3	26.2	15.4	9.5	6.3	3.4	1.3	0.7	2.4
L4	172	15–20	5.8	3.4	7.3	8.0	7.8	10.1	10.8	8.2	11.3	27.2
L5	198	20–25	6.7	3.1	5.4	4.6	6.9	10.4	17.7	11.7	7.6	25.9
Хибинские Тундры												
K1	700	35–40	26.0	9.5	13.2	7.2	7.1	10.3	13.3	6.3	2.6	4.5
K2	650	35–40	29.0	7.0	11.9	7.0	6.4	9.4	13.4	7.6	3.4	4.9
K3	600	35–40	24.4	6.9	9.2	6.6	6.9	11.0	16.8	8.6	3.5	6.1
K4	345	20–25	3.9	4.5	7.3	7.2	8.3	14.7	18.9	15.7	9.2	10.3
K5	225	15–20	22.3	3.6	6.6	5.4	5.5	7.9	12.5	10.8	7.7	17.7
K6	415	15–20	18.4	3.8	5.4	4.9	6.3	10.7	18.4	12.4	7.9	11.7
Лувеньгские и Ёлка-Тундры												
Y1 <sup>1</sup>	405	25–30	7.2	4.0	6.2	6.6	10.5	15.0	17.6	10.3	6.5	16.1
Y1 <sup>2</sup>	405	–	–	–	0.3	0.1	0.6	1.2	6.0	41.4	37.6	12.8
Y1 <sup>3</sup>	405	–	–	0.3	0.5	1.1	3.0	23.4	60.1	8.1	1.7	1.8
Y2 <sup>1</sup>	560	40–45	16.9	6.7	18.0	11.3	16.6	17.8	9.3	1.9	0.5	1.0
Y2 <sup>2</sup>	560	0–5	4.9	4.5	11.3	11.3	20.1	24.4	15.7	4.4	1.3	2.1
Y3 <sup>1</sup>	450	35–40	23.1	4.3	5.4	5.5	9.5	14.9	16.9	8.2	4.3	7.9
Y3 <sup>2</sup>	450	–	–	0.4	1.6	2.6	11.9	41.3	32.2	6.0	1.8	2.2
Y4	195	20–25	2.3	3.8	5.2	6.6	12.0	19.7	25.2	11.5	5.5	8.2

Примечание: \*содержание фракции более 50 мм определено во время полевых работ, фракции от 50 до 0.025 мм определены в лабораторных условиях.

Петрографический анализ гравийной фракции (5–10 мм) диамиктонов проводился из проб общим весом до 20 кг. При помощи ситового отсева из диамиктона извлекались обломки гравия свыше 5 мм и галька до 50 мм. Затем, используя стереоскопический микроскоп (бинокуляр), обломки разделялись на группы пород, подсчитывалось их процентное соотношение. Выделенные группы сопоставлялись с коренными породами массивов, на которых расположены гряды, и с породами близлежащих территорий. Для отдельных проб также определялся состав гальки и валунов.

### Полученные результаты

На южном склоне *Ловозерского массива* на отметках в 320–590 м н.у.м. был установлен комплекс параллельно-грядового рельефа (рис. 2, А). Он представлен спрямленными грядами высотой до 30 м, с асимметричными крутыми склонами. Склон гряды, обращенный к равнине, в 2–3 раза

длиннее и выше, а также в 1.5–2 раза круче. Гряды выстраиваются в субпараллельные цепи, ориентированные в восточном и юго-восточном направлении. В юго-восточном направлении гряды постепенно опускаются вниз по склону массива до отметок менее 320 м н.у.м. В шурфе на южном склоне одной из гряд (N 67°43'00,0'', E 34°44'06,2'', L1 на рис. 2, А) вскрыт диамиктон коричнево-серый, с большим количеством крупных обломков и заполнителем в виде песка разномерного (р. з.), преимущественно крупномерного (к. з.), с алеврито-глинистыми частицами. Крупные обломки в основном средне и плохо окатанные, часто не окатанные. В составе валунной фракции доминируют обломки местных пород: лувритов Ловозерского массива (до 90 %), а в составе крупногравийной фракции их доля возрастает до 95 %.

В строении форм, примыкающих к склонам Ловозерского массива с юго-запада и юга на отметках 170–260 м н.у.м. установлены гляциодислокации. Так, строение одной из гряд, длиной около 1.6 км, шириной около 0.4 км, высотой до 15–18 м, вытянутой вдоль юго-западного склона Ловозерских Тундр, было изучено в карьере (N 67°41'39,8'', E 34°34'36,4'', L4 на рис. 1). С поверхности гряды под маломощной покрывкой диамиктона оливкового, глинистого вскрыто переслаивание глинистых песков м.з., т.з. и алевритов. Отложения деформированы разрывными и пластичными нарушениями. Анализ элементов залегания контактов линз, слоистости, а также плоскостей сместителей разрывных нарушений указывает на преобладающее падение по азимуту 320–330 °.

В юго-восточной части *Хибинского массива* на высоте около 590–700 м н.у.м. были обследованы три параллельные друг другу гряды со спрямленными гребнями и резко ассиметричными склонами (рис. 2, В). Юго-восточные склоны высотой до 28 м и крутизной 28–35 °. Высота северо-западных склонов не превышает 5 м, а их крутизна до 15–18 °. Гряды разделяются коренным склоном массива крутизной 12–16 °, без покрывки четвертичных отложений. Гряды прослеживаются по склону массива далее в северо-восточном направлении с постепенным снижением их высоты. В шурфах на поверхности гряд вскрывается диамиктон от оливково-серого до светло-оливково-серого, рыхлый, с большим числом гравия, гальки и валунов разной степени окатанности. Доля валунной фракции достигает 30–35 %, в интервале до 0.2 м от поверхности до 40 % (К1–3 в табл. 1). Диамиктон имеет признаки сланцеватой текстуры за счет неоднородного содержания алеврито-глинистых частиц по слою. Сланцеватость имеет уклон по азимуту 142 ° под углом 21 °, примерно в этом же направлении ориентировано большинство гальки и валунов в слое. В долинах небольших водотоков на склоне массива гряды распадаются на отдельные пологие холмы, а вдоль тальвегов долин вниз по склону массива прослеживаются гряды высотой до 10 м. Они сложены в основном средне и плохо сортированными песками р. з., с примесью гравия, гальки и валунов.

На южном склоне *Хибинского массива* юго-восточнее г. Кировск развит грядово-холмистый рельеф на отметках 300–460 м н.у.м. Часто гребни соседних гряд сближены друг с другом, отмечается своеобразное ступенчатое наложение одной гряды на другую. В отдельных случаях гребни соседних гряд разделены узкими ложбинами. В строении одной из гряд в карьере (6 на рис. 1, N 67°34'34,3'', E 33°42'49,2'') вскрыт диамиктон серо-оливковый и оливково-серый с преобладанием в составе песков м. з. с гравием, галькой и валунами разной степени окатанности. Содержание валунов около 15–20 %, неоднородно по слою. Диамиктон с отчетливой сланцеватой текстурой и линзами песков м. з. оливково-серых с примесью песков к. з. и гравия, а также с линзами песков р. з., в основном к. з., коричнево-серых. Линзы в диамиктоне падают по азимуту 110 ° под углом 16°. Между двумя гребнями гряд в карьере было вскрыто строение ложбины, которая их разделяет. В поверхность диамиктона на глубину до 3 м врезаны галечно-валунные отложения с песками-заполнителями р. з., в основном м. з. и с. з., серо-коричневыми и оливково-коричневыми. Содержание валунной фракции в нижней части вреза а также вблизи его бортов достигает 50–55 %. Иногда в песках отмечается перекрестная косая слоистость, которая падает по азимуту 214 ° под углом 14 °.

Ниже, на отметках 200–280 м н.у.м. вдоль южного склона *Хибин* расположен холмистый рельеф, в строении которого установлены дислоцированные водно-ледниковые отложения. В строении одного из таких холмов в 3.6 км к юго-западу от г. Кировск (7 на рис. 1) вскрыты смятые в сложную складчато-надвиговую дислокацию алевриты темно-серо-оливковые, однородные и пески

т. з. и м. з. светло-коричнево-серые и пески р. з., с гравием, галькой хорошо окатанной формы. В ядре складки установлена линза диамиктона оливково-серого, которая падает по азимуту 198–204 ° под углами от 17–25 до 64–85 °. В юго-восточной части карьера вскрыта зона надвига с падением контактов слоистости по азимуту 226 ° под углами порядка 65–80 °, северо-восточнее которой крылья гляциоскладок имеют иную ориентировку.

В юго-восточной части массива *Чуна-Тундра* в двух пунктах ( $C_1$  и  $C_2$  на рис. 2, С) была обследована крупная гряда вдоль южного и юго-восточного склонов г. Ельнюн. Гряда состоит из двух ветвей длиной до 2.7 км, ориентированных к северо-востоку и востоку. Ветви соединяются своими западными торцами на абсолютных отметках около 620 м н.у.м. Северо-восточная ветвь прослеживается западнее г. Ельнюн на отметках до 600 м н.у.м. и далее опускается в северном и северо-восточном направлении. Другая ветвь гряды постепенно опускается до отметок 500–520 м н.у.м. в восточном направлении. Ширина гряды тут до 0.16 км относительная высота до 25–30 м (в основном 12–18 м). Гребень гряды узкий, спрямленный и реже извилистый, иногда пересекается узкими ложбинами с V-образным профилем. Склоны гряды ассиметричные, южный склон выше и круче, до 28–35 °. К северному склону гряды примыкает холмистый и холмисто-западинный рельеф с высотой отдельных форм до 3 м. С юга к гряде примыкают несколько субпараллельных ей цепей холмистого рельефа с высотой отдельных форм 1.5–3 м (реже до 5 м). На гребне гряды и холмов большое число валунов средне- и плохо окатанных, у оснований склонов крутизной более 20 ° наблюдаются скопления валунов и глыб. В пункте обследования  $C_1$  с поверхности гряды и холмистые формы сложены диамиктоном коричнево-оливковым, преимущественно песчаного состава, с большим числом гравия, гальки и валунов (до 45 %).

В пределах массивов *Ёлка* и *Лувеньгские Тундры* на платообразных площадках с отметками высот 280–480 м н.у.м. развит холмистый рельеф, а гряды расположены на склонах массивов на отметках 420–600 м н.у.м. (иногда до отметок 750 м н.у.м.). Строение холмистого рельефа было обследовано в пределах Лувеньгских Тундр, на отметке 405 м н.у.м. в шурфе глубиной 1.3 м (N 67°09'19,3'', E 32°45'42,8''). Здесь в поверхности короткой гряды длиной до 0.18 км, шириной до 40 м и высотой до 6 м был вскрыт диамиктон оливковый, оливково-серый с преобладанием в составе песка, с гравием, галькой и валунами ( $Y1^1$  в табл. 1). С глубины 0.6 м признаки сланцеватой текстуры за счет отдельных участков с высоким содержанием алеврито-глинистых частиц. В юго-западной части стенки шурфа в диамиктон включена линза из песков т. з., оливковых, плотных ( $Y1^2$ ), а также песков м. з., светло-оливково-коричневых и песков м. з. и с. з. серо-коричневых с зернами гравия и гальки ( $Y1^3$  в табл. 1). Эти осадки залегают деформировано, с концентрическим положением границ литологических разностей с песками т. з. в линзе. Видимая толщина линзы достигает 0.4 м. Падение сланцеватости и границ линзы зафиксировано по азимуту 250–275 ° под углами 16–48 °. Это же направление характерно для падения длинных осей гальки в диамиктоне.

На северном склоне массива *Ёлка-Тундра* выражены от одной до трех параллельных друг другу гряд, которые прослеживаются на отметках 410–480 м н.у.м. В западном направлении высота этих гряд увеличивается до 520–600 м н.у.м. В строении гряды с гребнем на отметке 445 м н.у.м. относительной высотой до 40 м ( $Y2$  на рис. 2, D, N 67°11'05,1'', E 33°12'41,9''), в шурфе глубиной до 1.1 м вскрыт диамиктон оливково-коричневый, преимущественно песчаного состава, с гравием, галькой и валунами ( $Y2^1$  в табл. 1). Диамиктон с признаками сланцеватой текстуры за счет неравномерного содержания алеврито-глинистых частиц, сланцеватость в целом наклонена по азимуту 310 ° под углами 20–25 °. В интервале 0.3–0.35 м от поверхности в диамиктоне линза песка светло-оливково-коричневого, р. з., в основном с. з., однородного, толщиной до 5 см ( $Y2^2$  в табл. 1). Линза песка также падает к северо-западу, в этом же направлении ориентированы длинные оси гальки. На южном склоне массива грядовый рельеф менее выразительный, гряды здесь высотой до 5–7 м, длиной не более 0.2 км, образуют цепочки на отметках 450–560 м н.у.м. Их строение установлено в шурфе глубиной до 1 м ( $Y3$  на рис. 2, D, N 67°10'49,7'', E 33°11'50,4''). Здесь установлены пески р. з., в основном к. з., темно-желто-коричневые, не сортированные, без видимой слоистости, с большим числом гравия, гальки и валунов ( $Y3^1$  в табл. 1) мощностью до 0.4 м. Они залегают на песках

р. з., в основном с. з., светло-желто-коричневых, однородных, сортированных, с незначительной долей примеси алевритов и песков т. з. ( $Y_3^2$  в табл. 1). Пески с признаками слоистости за счет линз пещка р. з., в основном к. з., с гравием и галькой. Падение линз в северном и северо-восточном направлении под углами до  $18^\circ$ .

Сравнение гранулометрического состава диамиктонов гряд на склонах низких гор с составом основной морены прилегающих равнин (пункты L5, K5, Y4 на рис. 1 и в табл. 1) показывает, что в них большее содержание крупнообломочной фракции свыше 50 мм и значительно меньшее содержание алеврито-глинистых частиц. Содержание алеврито-глинистых частиц также закономерно уменьшается относительно высотной позиции гряд на склонах, пропорционально этому растет число крупнообломочной фракции свыше 50 мм.

Таблица 2. Петрографический состав крупногравийной фракции (5–10 мм) ледниковых отложений гряд на склонах низких гор Кольского региона. Местоположение пунктов обозначено на рис. 1

Table 2. Petrographic composition of coarse gravel fraction (5–10 mm) of glacial deposits of ridges on the slopes of low mountains of the Kola region. The location of the points is indicated in Fig. 1

Группы пород	Пункты								
	L1	L2	L3	L4	L5	K2	K3	K4	C1
1. Гнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые, плагиограниты, гранодиориты, диориты	1.3	41.7	51.7	49.6	40.0	53.0	48.9	26.0	41.6
2. Амфиболиты	–	8.6	2.9	1.8	3.1	12.4	11.1	12.5	26.4
3. Габброиды с.з. актинолитизированные	–	3.4	2.2	0.4	5.7	4.6	3.6	7.1	–
4. Габбро-анортозиты с. з и к. з.	–	0.1	0.2	0.2	0.5	0.5	0.2	1.1	–
5. Габбро-милониты (гранат-амфибол-плазиоклазовые породы по габброидам)	–	0.8	0.2	-	0.6	1.4	1.4	1.9	14.8
6. Габбро, нориты, габбронориты с. з., м. з., долериты, редко пироксениты	–	1.2	1.3	2.0	0.3	3.4	0.9	0.8	12.8
7. Перидотиты, оливиниты	–	–	–	–	–	0.2	0.1	–	–
8. Породы вулканогенно-осадочных толщ	0.1	17.6	6.2	2.5	35.8	10.0	15.6	15.1	–
<b>Нефелиновые и щелочные сиениты, в том числе:</b>	<b>95.8</b>	<b>19.1</b>	<b>25.6</b>	<b>29.4</b>	<b>7.3</b>	<b>7.7</b>	<b>13.3</b>	<b>29.3</b>	<b>–</b>
9. Нефелиновые сиениты и щелочные сиениты	15.7	14.6	17.2	28.3	6.6	2.7	2.2	29.3	–
10. Нефелиновые сиениты типа <i>луяврита</i> и порфиroidного м. з. <i>луяврита</i>	80.1	4.6	8.4	1.1	0.8	–	–	–	–
11. Щелочные сиениты массива <i>Соустова</i>	–	–	–	–	–	5.0	11.1	–	–
12. Фойдолиты	–	1.2	–	0.7	0.5	0.2	0.1	0.8	–
13. Жильные щелочные породы, лампрофиры, пикриты и др.	2.2	2.0	4.6	1.8	1.2	0.4	0.7	0.4	0.4
14. Фенитизированные гнейсы, плагиограниты	0.6	1.0	0.7	1.8	0.3	–	–	–	–
15. Граниты розовые плагиоклаз-микроклиновые (гранит-мигматиты)	–	2.1	2.9	5.7	2.6	3.6	2.2	3.5	0.4
16. Гнейсы биотитовые с гранатом	–	0.3	0.2	1.1	0.3	1.0	0.4	0.4	2.5
17. Гнейсы биотитовые с силлиманитом (+- гранат)	–	0.3	0.2	1.4	1.1	–	–	–	–
18. Кварц	–	0.3	0.4	1.6	0.5	0.8	0.9	1.1	1.1
19. Полевые шпаты	–	0.1	0.7	0.2	0.1	0.8	0.6	–	–

Петрографический анализ крупнообломочной фракции (5–10 мм) для гряд на склонах Ловозерского и Хибинского массивов показывает на преобладание в их составе (за исключением пункта L1) пород, принесенных с окружающих массивы равнин (табл. 2). Так, источником пород для многочисленной группы гнейсов (группа 1 в табл. 2) может являться вежетундровский комплекс,

кольский и беломорский метаморфические комплексы, нерасчлененный комплекс гнейсодиоритов-плагиогранитов, витегубская свита, а единичные обломки слюдяных и м.з. гнейсов также могут быть принесены из кислугубской свиты (Ремизова, 2007). Наиболее вероятным источником амфиболитов представляются основные породы вежетундровского, кольского и беломорского метаморфических комплексов, витегубская свита и Умбареченский массив. Габброиды группы 3 могут быть снесены с Умбареченского массива, групп 4, 5 и 6 с Главного хребта. Породы вулканогенно-осадочных толщ соответствуют поясу Имандра-Варзуга. Источником гранитов и гранит-мигматитов может являться область мигматизации вежетундровского комплекса, кольского и беломорского метаморфических комплексов микроклиновыми гранитами и комплекс плагиомикроклиновых и микроклин-плагиоклазовых гранитов. К местным породам относятся нефелиновые и щелочные сиениты Хибинского и Ловозерского массивов, доля которых обычно не превышает 25 %. Отдельные обломки, однако, могли быть принесены из прилегающей равнины, например, из массива Соустова (Ремизова, 2007).

### **Обсуждение результатов и выводы**

Ледниковые гряды на южном и юго-западном склоне Ловозерского массива ранее соотносились с боковой мореной покровного оледенения (Евзеров, Николаева, 2010), либо холмистой мореной (Карта., 1989). Анализ космических изображений и ЦМР позволил также интерпретировать эти формы как латеральные каналы стока талых ледниковых вод, по аналогии с формами на северном склоне этого массива (Hättestrand, Clark, 2006; Boyes et al., 2021). Отсутствие сортировки и значительное число примесей алеврита и глины (до 11.2 %), исключает связь этих отложений с потоками талых вод или образованиями присклоновых тоннелей (Каплянская, Тарноградский, 1993). Резкое преобладание в составе крупногравийной (до 95.8 %, L1, табл. 2) и валунной (до 90 %) фракции местных пород Ловозерского массива указывает на незначительное перемещение этого материала в пределах склона (Вашков и др., 2024). Данные отложения могут быть интерпретированы как насыпная боковая морена, что согласуется с прежними представлениями (Евзеров, Николаева, 2010). Образование боковых морен происходило вблизи ледникового края деградирующего ледника, на что указывает постепенное смещение параллельных друг другу гребней гряд вниз по склону и постепенное изменение направлений ориентировки гряд с восточного на юго-восточное. Данная конфигурация гребней гряд также исключает вероятность их формирования в краевой зоне горного оледенения. Корреляция этого комплекса с краевыми образованиями равнины позволяет сделать предположение о его формировании во время, примерно соответствующее окончанию лужской фазы около 15.0–13.9 тыс. л. н. (Вашков и др., 2024).

Холмисто-грядовый рельеф у южных и юго-западных склонов Ловозерского массива ранее сопоставлялся с холмистыми моренами (Карта., 1989; Niemelja et al., 1993), с напорно-насыпными моренами (Евзеров, Николаева, 2007), либо с флювиогляциальными образованиями (Boyes et al., 2021). Анализ геологического строения этих форм показывает, что они построены деформированными озерно-ледниковыми песками и алевритами, а также флювиогляциальными песками с наклонным и несогласным залеганием отложений (Вашков и др., 2024). Отложения в разрезах деформированы пологими сдвигами и небольшими складками, что характерно для напорных краевых образований (Аболтиньш, 1989; Aber, Berg, 2007). Анализ ориентировки деформаций и петрографический состав диамиктонов указывает на смещение материала активным ледником с юго-востока на северо-запад (Вашков и др., 2024). Формирование данных напорных гряд с покрывкой абляционной морены могло происходить в прикраевой зоне активного ледникового покрова и в целом может быть синхронным краевым образованиям невской фазы сокращения ледникового покрова на прилегающей с юга равнине (Вашков и др., 2024).

Гряды на юго-восточном склоне Хибинского массива ранее сопоставлялись с террасами, формирование которых происходило у ледникового края в одну из фаз («стадия нунатаков») сокращения ледникового покрова (Арманд, 1964). Позднее они интерпретировались как моренные гряды (Boyes et al., 2021). Судя по структурно-текстурным характеристикам и петрографическому составу диамиктона, гряды могут быть сопоставлены с напорными моренными образованиями. Их фор-

мирование происходило на периферии покровного ледника, на небольшом удалении от непосредственного ледникового края во время краткосрочных осцилляций ледникового края. Параллельные простираюшиеся формы, тяготеющие к понижениям на склонах массива, могут представлять собой образования подледниковых каналов стока талых вод.

Фрагменты ледникового рельефа на склонах массивов Чуна-, Ёлка- и Лувеньских Тундр ранее интерпретировались как краевые моренные гряды (Niemejla et al., 1993), моренные гряды и холмистая морена (Boyes et al., 2021). Полученные данные позволяют сопоставить крупную гряду вблизи вершины г. Ельнюн (рис. 2, С) с краевой моренной формой. Разделение гряды на две ветви может свидетельствовать об ее размещении между двумя ледниковыми лопастями (языками). Наличие холмисто-грядовых форм на дистальном склоне гряды указывает на вероятный контакт активного ледника с полем мертвого льда.

Ледниковые гряды на северном склоне массива Ёлка-Тундра морфологически близки гряде на массиве Чуна-Тундра. В их строении выявлен диамиктон с линзами песков р. з., а анализ направления падения линз и длинных осей галек позволяет реконструировать давление активного ледника с севера. Грядообразные формы на южном склоне массива сложены плохо сортированными водно-ледниковыми образованиями с маломощной покрывкой абляционной морены. В строении холмисто-грядового рельефа в южной части Лувеньских Тундр установлен диамиктон, близкий по составу к основным моренам прилегающих равнин. Наличие крупных блоков-линз с внутренней концентрической слоистостью осадков, близких по составу к озерно-ледниковым (Y1<sup>2</sup> и <sup>3</sup>, табл. 1) может указывать на наличие складчатых дислокаций в строении этих форм (Аболтиньш, 1989; Абер, Вер, 2007).

Предварительная корреляция краевых и осцилляторных моренных гряд и гряд боковой морены с установленными ранее краевыми образованиями на прилегающих равнинах (Евзеров, Николаева, 2007; Вашков и др., 2024) позволяет установить три основных этапа сокращения покровного оледенения (рис. 3).

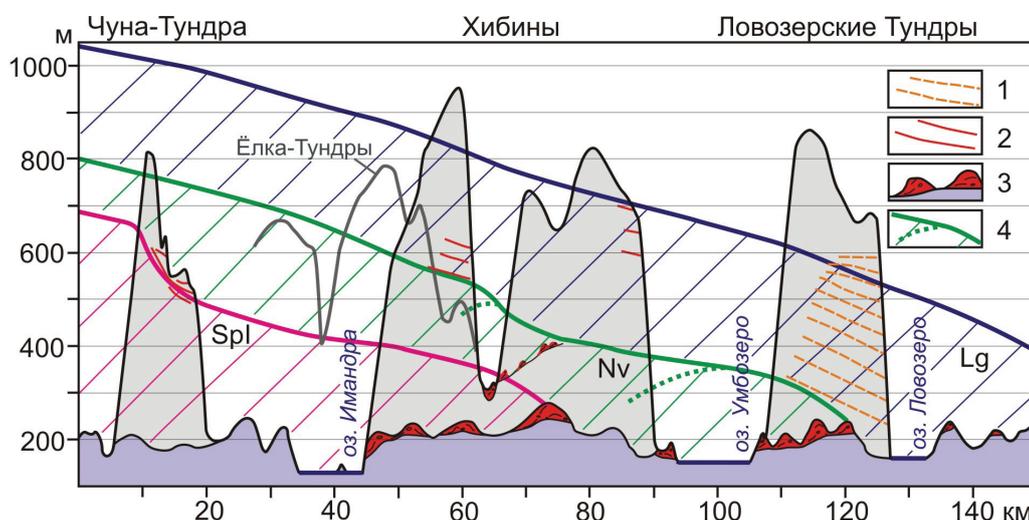


Рис. 3. Схема корреляции ледниковых моренных гряд на склонах низких гор в центральной части Кольского региона: 1 – гряды боковых морен; 2 – напорные моренные гряды на склонах гоо; 3 – напорные гряды и холмы с гляциодислокациями у подножий гор; 4 – реконструкция поверхности фаз распространения последнего ледникового покрова (точечная линия – ледниковые языки): Lg – во время лужской фазы в максимум развития (темно синяя линия); Nv – во время невской фазы (зеленая линия); SpI – во время фазы салпаусселька I (розовая линия). Положение гипсометрического профиля по линии а–а1 и б–б1 на рис. 1

Fig. 3. Correlation scheme of glacial moraine ridges on the slopes of low mountains in the central part of the Kola region: 1 – ridges of lateral moraines; 2 – pressure moraine ridges on the slopes of the goos; 3 – pressure ridges and hills with glaciодислокациями at the foot of the mountains; 4 – reconstruction of the surface of the phases of spreading of the last glacial sheet (dotted line – glacial tongues): Lg – during the Luga stage at the maximum of development (dark blue line); Nv – during the Neva stage (green line); SpI – during the salpausselka I stage (pink line). Position of the hypsometric profile along the line a–a1 and b–b1 in Fig. 1, A

При корреляции учитывалась разница в новейшем поднятии территории региона в позднеледниковье и голоцене (Толстобров, 2018), которая в целом не превышала 10–20 м относительно поднятия для рассматриваемых массивов. Средний градиент поверхности последнего ледникового покрова на равнине был принят в 40–50 м на 10 км, согласно прежним работам (Евзеров, Николаева, 2010). Также было принято во внимание, что в пределах сильно расчлененного доледникового рельефа колебания поверхности ледника могли быть значительно выше, до 200 м на 10 км (Hätterstrand et al., 2008).

В результате установлено, что боковые морены южного склона Ловозерского массива, которые формировались после максимума лужской фазы активизации ледника (15.0–14.7 тыс. л. н.) сопоставляются с осцилляторными моренными грядами в юго-восточной части Хибинского массива. Напорные морены у юго-западного подножья Ловозерского массива и у юго-восточного подножья Хибинского массива формировались на периферии одного и того же ледникового языка в южной части котловины оз. Умбозеро в невскую фазу около 14.1–13.9 тыс. л. н. (Вашков и др., 2024). Сокращению ледника от максимума этой фазы соответствуют моренные гряды на южном склоне Хибин. Синхронны невской фазе также моренные гряды в пределах массива Ёлка-Тундра и холмистые морены Лувеньгских Тундр, расположенные на сопоставимых высотных отметках в 45–50 км южнее Хибин. Моренная гряда в пределах массива Чуна-Тундра, в свою очередь, может быть сопоставлена только с напорными моренами южной периферии Хибинского массива, которые могли формироваться в фазу салпаусселька I, около 12.9–12.1 тыс. л. н.

Уклон высоты гребней моренных гряд на склонах низких гор со позволяет сделать вывод об неравномерном поднятии поверхности покровного оледенения в западном направлении на участках вблизи низких гор Кольского региона. Так, в краевой зоне в пределах Ловозерского массива перепад ледниковой поверхности мог достигать значений свыше 300 м на 10 км, что подтверждается значительным снижением высоты гребней цепочек гряд боковой морены. Моренные гряды на юго-восточном склоне Хибин имеют уклон в северо-восточном направлении. Так, наиболее высокая гряда (К1 на рис. 2, А) на расстоянии 3.5 км постепенно понижается с отметок 690–700 до 580–600 м н.у.м. В пределах массива Ёлка-Тундры разница в уровнях цепочек моренных гряд составляет около 140–200 м на 10 км, а в районе Чуна-Тундры перепад высоты гребня моренной гряды составляет 100 м на 2.7 км. Наличие серии напорных морен на склонах массивов также позволяет сделать вывод о более сложном характере дегляциации территории, чем считалось ранее (Евзеров, Николаева, 2007, 2010). Моренные образования на склонах разных массивов указывают на условия как ареальной, так и фронтальной дегляциации для разных территорий примерно в один интервал времени.

Таким образом, полученная информация имеет важное палеогеографическое значение для реконструкции этапов развития и оценки мощности покровного оледенения в Кольском регионе. Дальнейшие работы будут направлены на корреляцию ледниковых образований на северных склонах Хибинских и Ловозерских Тундр и в пределах Главного Хребта и Монче-Тундры.

### ***Благодарности***

Работа выполнена в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН FMEZ-2024-0007.

### **Литература**

1. Аболтиньш О. П. Гляциоструктура и ледниковый морфогенез. Рига. Изд-во: Зинатне, 1989. 284 с.
2. Арманд А. Д. Развитие рельефа Хибин и прихибинской равнины. Апатиты. Изд-во: ГИ КФАН СССР, 1964. 244 с.
3. Вашков А. А., Носова О. Ю., Толстобров Д. С. Ледниковый рельеф центральной части Кольского региона // Геоморфология и палеогеография. 2024. Т. 55, № 1. С. 70–92. <https://doi.org/10.31857/S2949178924010061>.
4. Геологическая карта Кольского региона. Масштаб 1: 1 000 000 / Гл. ред. Ф. П. Митрофанов. Апатиты. Изд-во: ГИ КНЦ РАН. 2001.

5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Сер. Балтийская. Лист Q–(35), 36 (Апатиты). Объяснительная записка. Гл. ред. Ю. Б. Богданов. СПб. Изд-во: ВСЕГЕИ, 2012. 456 с.
6. Евзеров В. Я., Николаева С. Б. К проблеме взаимоотношения горного и покровного оледенений // Вестник ВГУ. Серия: геология. 2007. № 2. С. 31–36.
7. Евзеров В. Я., Николаева С. Б. Реконструкция поверхности поздневалдайского ледникового покрова в области Хибинских и Ловозерских гор на Кольском полуострове// Доклады АН. 2010. Т. 430, № 2. С. 254–256.
8. Карта четвертичных отложений с элементами геоморфологии Мурманской области / Ред. В. Я. Евзеров. Апатиты. Изд-во: ГИ КНЦ РАН, 1989.
9. Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Гляциальная геология: Методическое пособие по изучению ледниковых образований при геологической съемке крупного масштаба. СПб. Изд-во: Недра, 1993. 328 с.
10. Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.-Л. Изд-во: Наука, 1960. 233 с.
11. Ремизова А. М. Обновлённая цифровая геологическая карта Мурманской области масштаба 1:200 000. Апатиты. Изд-во: АО Мурманская геологоразведочная экспедиция, 2007.
12. Толстобров Д. С. Голоценовая тектоника северо-западной части Кольского полуострова: автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. Москва: ГИН РАН, 2018. 25 с.
13. Aber J. S., Ber A. Glaciotektonism. *Developments in Quaternary Science* 6, Elsevier, Amsterdam, 2007. 246 p.
14. Benn D. I. Till fabric analysis // *Encyclopedia of Quaternary Science. Glacial Landforms, Sediments*. 2nd Ed. Elsevier, 2013. P. 76–80. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-53643-3.00087-x>.
15. Boyes B. M., Pearce D. M., Linch L. D. Glacial geomorphology of the Kola Peninsula and Russian Lapland // *Journal of Maps*. 2021. V. 17, No. 2. P. 497–515. <https://doi.org/10.1080/17445647.2021.1970036>.
16. Hättestrand C., Clark C. D. The glacial geomorphology of Kola Peninsula and adjacent in the Murmansk Region, Russia // *Journal of Maps*. 2006. V. 2. No. 1. P. 30–42. <https://doi.org/10.4113/jom.2006.41>.
17. Hättestrand C., Kolka V., Johansen N. Cirque infills in the Khibiny Mountains, Kola Peninsula, Russia –palaeoglaciological interpretations and modern analogues in East Antarctica // *Journal of Quaternary Science*. 2008. V. 23(2). P. 165–174. <https://doi.org/10.1002/jqs.1130>.
18. Niemelä J., Lukashov A., Ekman I., Kurkinen I., Mäkinen K., Sahala L., Tikkanen J., Dedkov N., Gutaeva L., Iljin V., Yevzerov V. The map of Quaternary deposits of Finland and northwestern part of Russian Federation and their Resources. 1:1000000. 1993. Geological Survey of Finland.
19. Porter C. Howat I., Noh M.-J., Husby E., Khuvis S., Danish E., Tomko K., Gardiner J., Negrete A., Yaday B., Klassen J., Kelleher C., Cloutier M., Bakker J., Enos J., Arnold G., Bauer G., Morin P. ArcticDEM – Mosaics. Version 4.1. 2023. <https://doi.org/10.7910/DVN/3VDC4W>.
20. Ramsay W. Über die Geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit // *Worldcat*. 1898. 161 p.