ГЕОМОРФОЛОГИЯ, 2021, том 52, № 2, с. 39–51

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.435.44 (470.21)

КРАЕВЫЕ ЛЕДНИКОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В РАЙОНЕ пос. УМБА (ЮГО-ЗАПАД КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА)

© 2021 г. А. А. Вашков[1,*], О. Ю. Носова[1]

[1]*Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия*

**E-mail: vashkov@geoksc.apatity.ru*

Поступила в редакцию 19.02.2020 г.
После доработки 12.08.2020 г.
Принята к публикации 22.12.2020 г.

Три полосы краевых образований на юго-западе Кольского п-ова соответствуют трем фазам сокращения Скандинавского ледникового покрова в позднем плейстоцене. Структурные и литологические исследования ледниковых отложений и морфометрические исследования современного рельефа позволили установить, что в строении первой и второй полос краевых образований участвуют гляциодислокации чешуйчато-надвигового и складчатого типа. Им соответствуют как отдельные крупные гряды, так и массивы параллельно-грядового рельефа. Отдельные фрагменты представляют собой невысокие гряды с гляциоскладками в ядрах, в состав которых вовлечены рыхлые породы ледникового ложа. В третьей полосе краевых образований находятся морены краевых складок и, реже, чешуйчатые морены, переслаивающиеся с флювиогляциальными отложениями. В современном рельефе эта полоса представлена грядово-холмистыми и холмистыми формами, а ее отличительная черта – дельтовые флювиогляциальные осадки на дистальном окончании озовых гряд. Новые данные о строении ледниковых отложений, впервые выполненные структурные исследования гляциодислокаций и морфометрическая характеристика рельефа позволили реконструировать динамику последнего ледникового покрова на одном из ключевых участков Кольского региона. Во время формирования первой и второй полос ледник наиболее активно продвигался по котловине Белого моря в восточном направлении. Во время формирования третьей полосы активный ледник двигался в южном и юго-восточном направлении. Каждая фаза сокращения ледникового покрова сопровождалась краткосрочными осцилляторными подвижками. В котловине Белого моря и на территории моренной равнины дегляциация протекала быстро и носила черты ареальной. Участкам сближения комплексов краевых образований соответствовал фронтальный тип дегляциации.

Ключевые слова: морена, гляциодислокации, дегляциация, моренные гряды, моренная равнина, морфометрия рельефа

DOI: 10.31857/S0435428121020103

ВВЕДЕНИЕ

Изучение особенностей структуры и рельефа краевых образований последнего оледенения актуально для решения вопросов палеогеографии позднего плейстоцена и выявления критериев прогнозирования залежей строительных полезных ископаемых в Кольском регионе. В четвертичном покрове региона одним из наиболее сложно построенных является участок вблизи пос. Умба. Здесь с целью определения особенностей ледниковой динамики и хода дегляциации, исследовались разрезы ледниковых отложений и морфология форм рельефа. Объектами исследования в районе работ были выбраны грядовый рельеф в районе оз. Нижнее Хлебное и д. Мосеево [1–3], а также участок холмистого рельефа северо-западнее пос. Умба [3–5]. Эти формы сложены моренами разных фаций, флювиогляциальными и лимногляциальными осадками общей мощностью 3–18 м и, реже, до 45 м и более.

Выбор объектов исследования обусловлен их расположением в районе на стыке разнородных аккумулятивных ледниковых образований. В северо-восточной части участка работ расположена островная ледораздельная Мунозерская возвышенность [6]. В юго-восточной части возвышенность сочленяется с фрагментом грядового рельефа Терских Кейв [1, 7, 8]. Юго-западнее возвышенности расположена обширная моренная равнина, поверхность которой осложняется участками грядового и грядово-холмистого рельефа. Изучение структуры этих разнородных форм актуально для определения особенностей ледниковой динамики, морфогенеза и дегляциации Кольского п-ова в ходе последнего оледенения.

Исследование отдельных фрагментов краевых образований и их корреляция в Кольском регионе [1, 2, 4, 9, 10], а также со смежными регионами [5, 11, 12] проводились наиболее активно последние тридцать лет. Большое значение имели работы по изучению особенностей дегляциации территории [1, 3, 7, 12]. В результате были разработаны две основные модели формирования конечно-моренного рельефа. По одной из них краевые зоны последнего оледенения связаны с краткосрочными периодами стабилизации края активного льда в периоды похолоданий и его скачкообразными перемещениями вперед с последующим отмиранием в периоды относительных потеплений [1, 3, 4, 6]. Другая модель связана с последовательным чередованием этапов деградации и стабилизации края активного ледника, имевших регрессивный характер [2, 5, 7, 11, 12]. Однако в рамках этой модели единой точки зрения на конфигурацию комплексов краевых образований, их корреляцию между собой и возраст на сегодня не существует.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Краевые образования изучались комплексом геолого-геоморфологических методов. На полевом этапе исследовались структурно-текстурные особенности ледниковых и водно-ледниковых осадков в 18 искусственных обнажениях: карьерах, расчистках на склонах гряд, шурфах. В полевых условиях с помощью набора стандартных сит диаметром 1–10 мм проводился гранулометрический анализ [13]. Цвет отложений определялся по колориметрической системе *Munsell Soil Color Charts*. Текстура ледниковых отложений детально исследовалась с помощью массовых замеров плоскостных (плоскости сланцеватости, границы слоистости) и линейных (длинные оси галек и валунов) элементов [14–16]. Всего в моренах на 15 участках в 10 обнажениях производилось по 50–100 замеров азимутов и углов падения полюсов сланцеватости и линейных элементов (длинных осей галек). При исследовании разрезов, вскрывающих несколько гляциоструктур, замеры производились отдельно для каждой из них. В случае исследования единой гляциоструктуры на площади 2 м^2 и более, замеры равномерно распределялись по вскрытой площади на 2–5 участках. Если обнажением был вскрыт фрагмент гляциоструктуры площадью менее 2 м^2, азимуты и углы падения замерялись из одного участка, число замеров сокращалось. В обнажениях с несколькими литологическими разностями морен структурные элементы в каждом слое измерялись отдельно. На камеральном этапе при помощи программы OpenStereo 0.1.2 строились структурные диаграммы на нижней полусфере равноплощадной сетки Шмидта [17]. На диаграммах выявлялась плоскость S_1, соответствующая максимуму на диаграмме полюсов сланцеватости морен. Эта плоскость указывает главное направление движения ледника [14]. На диаграмме линейных элементов плоскости S_1 часто соответствовали один или пара противоположных максимумов (направление *a*-линейности), что указывает на перемещение галек и валунов согласно направлению движения льда. Положение максимумов на диаграмме линейных элементов с разницей 75–90° от плоскости S_1 (*b*-линейность) указывает на ось главного нормального напряжения в теле ледника и на наличие перпендикулярных направлению движения льда систем растяжения или сжатия [14, 15].

В ходе полевых работ определялись морфологические характеристики ледниковых форм рельефа: длина, высота, крутизна склонов, ширина вершинной части и гребней гряд и ориентировка последних. Через отдельные формы рельефа проходились нивелирные ходы; в большинстве случаев использовались нивелирная рейка, рулетка длиной 30 м и компас, в отдельных случаях – теодолит. Краевые образования в камеральных условиях коррелировались с помощью анализа морфометрических показателей рельефа. Анализ проводился на площади 45 × 53 км по топографическим картам и с использованием цифровой модели рельефа ArcticDEM разрешением 2 м [18]. На участках площадью 1 км^2 определялись количество отдельных вершин, средняя высота склона и средняя длина. По этим показателям были вычислены средняя крутизна склонов и коэффициент вертикального расчленения рельефа (отношение крутизны склона к его высоте) [19]. Подсчет преимущественно производился по цифровой модели рельефа из-за ее большего соответствия рельефу местности, топографические карты использовались для проверки полученных результатов и на отдельных фрагментах при отсутствии данных цифровой модели. В программе Surfer 13 были построены морфометрические схемы [20]. Обобщенная схема морфометрических показателей вместе с полевым наблюдением отдельных форм послужила основой для корреляции краевых ледниковых образований. Преимущество данного метода обеспечивается тем, что конечно-моренный рельеф получает в ходе такого исследования точные численные характеристики, по которым он хорошо отличим от аккумулятивного рельефа равнин и рельефа, связанного с выступами коренных пород. Наличие базы данных морфометрических характеристик и возможность ее автоматической обработки значительно повышают точность исследования в сравнении с визуальным анализом цифровой модели рельефа или топографических карт. В будущем полученные морфометрические характеристики будут ис-

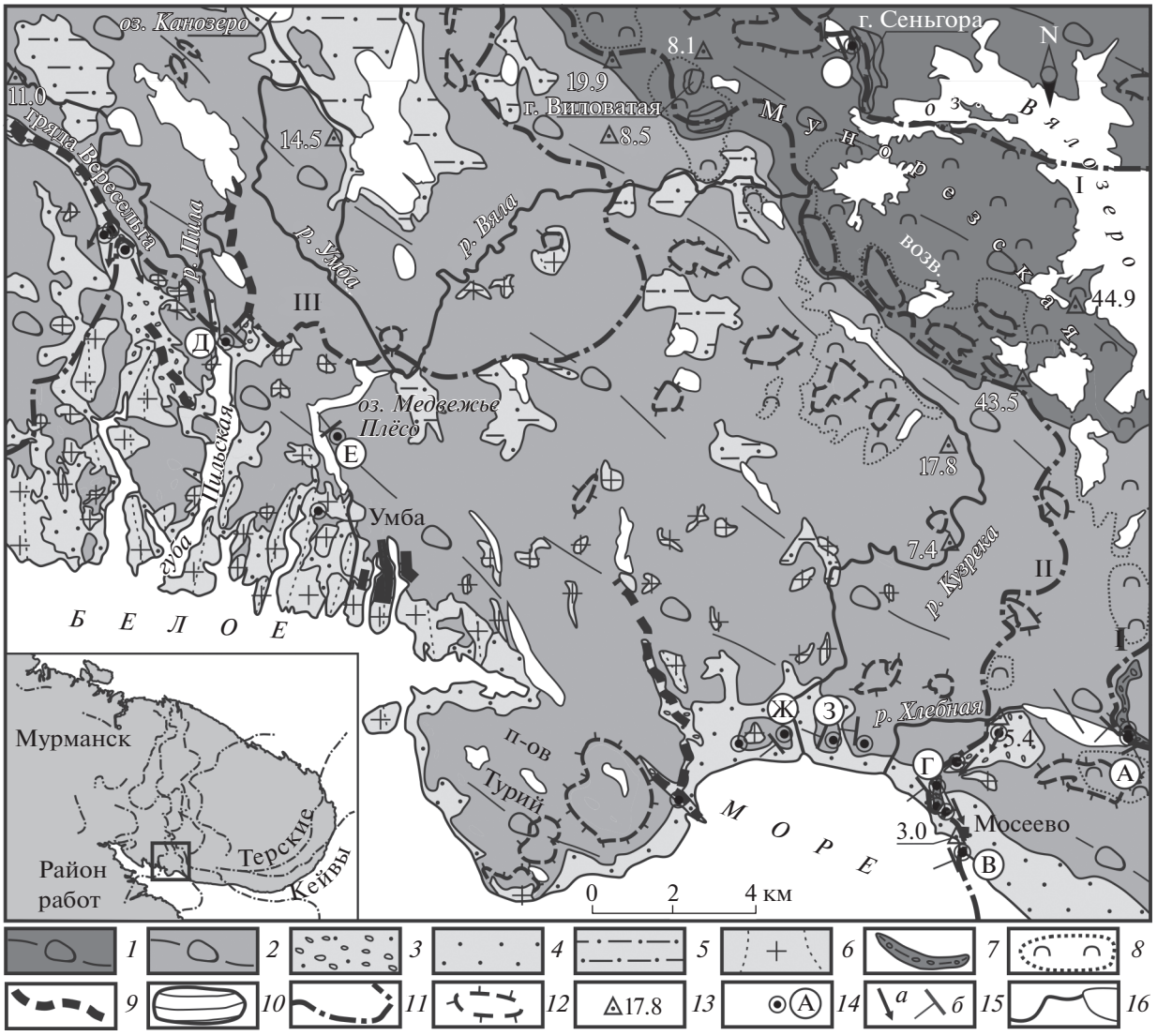


Рис. 1. Гляциоморфологическая схема юго-запада Кольского п-ова.

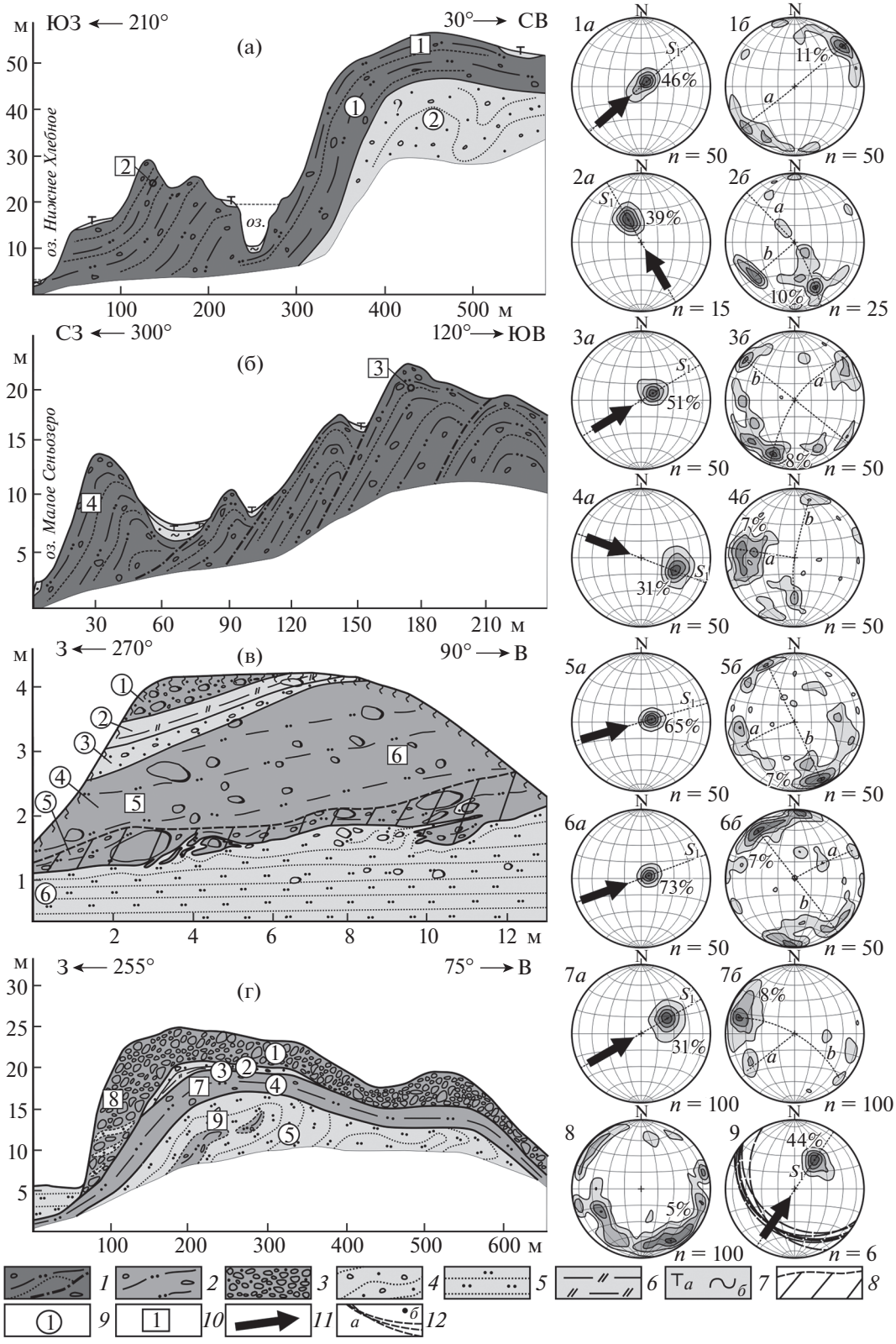
Отложения: 1 – чешуйчатые и складчатые морены, *2* – базальные морены с покрышкой абляционных морен, *3* – флювиогляциальные, *4* – морские, *5* – лимногляциальные; *6* – коренные породы; *формы рельефа: 7* – конечно-моренные гряды, *8* – грядово-ячеистый рельеф, *9* – озовые гряды, *10* – параллельно-грядовые чешуйчатые массивы, *11* – полосы краевых образований, *12* – выступы кристаллического фундамента; *прочие обозначения: 13* – скважины и значение мощности четвертичных отложений (м), *14* – геологические обнажения (буквенные обозначения связаны с рис. 2, 3), *15* – падение косых серий флювиогляциального материала (*а*), плоскостных элементов и складчатости в моренах (*б*), *16* – реки и озера.

пользованы при классификации ледникового рельефа на всей площади Кольского региона.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Краевые образования в районе работ исследованы в разрезах вблизи оз. Нижнее Хлебное и горы Сеньгора (полоса I), у д. Мосеево (полоса II) и северо-западнее пос. Умба (полоса III).

Аккумулятивные краевые образования полосы I в районе озера Нижнее Хлебное представлены двумя генерациями ледниковых осадков (А на рис. 1). К первой относится крупная гряда высотой до 25–35 м с асимметричными склонами (рис. 2а, 1). Склоны юго-западной экспозиции круче. С поверхности гряда сложена несортированными глинистыми песками оливкового цвета с гравием, галькой, валунами – чешуйчатой мореной с тонкой сланцеватостью, характерной для базальных морен. Анализ падения полюсов сланцеватости выявил уклон в юго-западном направлении, падение линейных элементов подтверждает это направление двумя отчетливыми максимумами *а*-линейности (рис. 2а, диаграммы 1, 2). Вторая


ЮЗ ← 210°
30° → СВ
(а)
оз. Нижнее Хлебное
оз.
СЗ ← 300°
120° → ЮВ
(б)
оз. Малое Сеньозеро
З ← 270°
90° → В
(в)
З ← 255°
75° → В
(г)
1а
1б
2а
2б
3а
3б
4а
4б
5а
5б
6а
6б
7а
7б
8
9
n = 50
n = 15
n = 25
n = 100
n = 6
46%
11%
39%
10%
51%
8%
31%
7%
65%
7%
73%
7%
31%
8%
5%
44%

генерация ледниковых осадков представлена небольшими моренными грядами высотой до 6–10 м (рис. 2а, 2). Эти формы имеют склоны крутизной до 20–32° и узкие гребни. Гряды разделены глубокими депрессиями, некоторые из них заняты озерами. Гряды сложены чешуйчатыми моренами с крутым (25°–35°) падением сланцеватости и слоистости. Небольшой размер гряд позволяет сопоставлять каждую из них с отдельной чешуей, выдавленной в ослабленную зону ледника, как описано в работах [14, 21–23].

В пределах Мунозерской возвышенности этой полосе соответствует несколько чешуйчато-надвиговых массивов в районе крупного холма у горы Сеньгора [6]. В районе оз. Малое Сеньозеро (Б на рис. 1) это параллельно-грядовый, ступенчатый рельеф, осложненный многочисленными термокарстовыми западинами. Гряды представляют собой серию надвигов-чешуй, прислоненных друг к другу и сложенной чешуйчатой мореной оливкового цвета с углами падения слоистости и сланцеватости 18–30° (рис. 2б, диаграммы 3, 4). Гляциодислокации имеют значительную мощность – 15–30 м и более.

Краевые образования полосы II (моренная гряда высотой 5–15 м) исследованы в районе д. Мосеево. Один из разрезов гряды расположен на берегу Белого моря в 0.7 км к юго-востоку от д. Мосеево (В на рис. 1). В строении гряды участвует абляционная морена – несортированная гравийно-галечная смесь с валунами, связанная песками и алеврито-глинистым материалом (мощность до 0.7 м). Ниже по разрезу залегают лимногляциальные глины и суглинки (мощность до 0.25 м) и флювиогляциальные пески разнозернистые, с гравием и галькой (мощность до 0.2 м) (рис. 2в, слои 1–3). В ядре гряды установлена морена, представленная разнозернистыми глинистыми серо-коричневыми песками, несортированными, с гравием, галькой и валунами. Эта морена имеет сланцеватую текстуру, которая проявляется в виде тонкой плитчатой отдельности (с толщиной плиток 0.2–0.5 см) и тонких прослойков песка светло-серого цвета. Падение сланцеватости по всей толще установлено в юго-западном направлении. Ориентировка линейных элементов морены обнаруживает симметричные максимумы *b*-линейности, что свидетельствует о наличии системы поперечных напряжений в теле ледника (рис. 2в, диаграммы 5, 6).

В интервале 0.4–0.8 м выше подошвы морена насыщена мелкозернистыми песками красноватого цвета, залегающими ниже. Морена здесь представляет собой ассимиляционный тип гляциодинамической зоны контакта активного ледника и ложа [23, 24]. Ниже участков скопления крупных валунов отмечаются текстуры захвата в виде линз сложной формы (рис. 2в, слой 5). Породы ледникового ложа в разрезе представлены горизонтально слоистыми песками красновато-коричневого цвета. В интервале 0.4–0.6 м от кровли слоя отмечаются деформации его первичной слоистости.

Второй фрагмент гряды расположен в 4 км к северо-западу от д. Мосеево (Г на рис. 1). Здесь в строении участвуют абляционная морена мощностью от 2 до 6 м, флювио- и лимногляциальные отложения мощностью до 1.2 м и толща складчатой морены мощностью более 3.5 м, с ярко выраженной гляциодинамической зоной контакта активного ледника и его ложа. Эта зона представлена крупной лежачей складкой волочения, в которую включены пески и песчано-гравийные смеси красновато-коричневого цвета. Падение осевой плоскости складки и ее крыльев совпадает с азимутом падения сланцеватости и длинных осей галек складчатой морены в юго-западном направлении (рис. 2г, диаграммы 7–9). Восточнее гряды на абс. отметках 40–95 м развиты покровные зандровые пески. На юго-западной периферии Мунозерской возвышенности полосе II соответствует крупный чешуйчато-надвиговый массив в районе горы Виловатая [6].

К краевым *образованиям полосы III* относятся холмистый и грядовый рельеф, а также флювиогляциальные дельты на дистальных окончаниях озовых гряд к северо-западу и северу от пос. Умба. О строении холмистого рельефа краевой зоны можно судить по обнажениям в карьере у р. Пила (Д на рис. 1), ранее изученном В.Я. Евзеровым [4]. Карьер заложен в центральной части крупного холма с плоской вершиной, относительной высотой до 20 м. Здесь вскрыта складчатая морена, с

Рис. 2. Строение ледниковых отложений полос краевых образований I и II. Местоположение разрезов см. рис. 1.

Отложения: 1 – чешуйчатые краевые морены в гляциодислокациях, *2* – складчатые морены краевых гряд и базальные морены, *3* – абляционные морены, *4* – флювиогляциальные, *5* – морские, *6* – лимногляциальные, *7* – болотные и озерные торфы (*а*) и гиттии (*б*); *8* – зоны ассимиляции пород ледникового ложа; *прочие обозначения на разрезах: 9* – номера слоев, *10* – участки структурных исследований (номера на разрезах соответствуют фактическому местоположению замеров и номерам диаграмм); *обозначения на структурных диаграммах: 11* – реконструкция направления давления ледника по структурным данным, *12* – проекции плоскостей крыльев складок (*а*) и полюсов плоскостей слоистости (*б*). Все структурные диаграммы построены на нижней полусфере сетки Шмидта. Пары структурных диаграмм с одинаковым номером отражают ориентировку полюсов сланцеватости и слоистости (диаграммы а) и ориентировку длинных осей крупных обломков в морене (диаграммы б). Фрагменты (а) и (б) построены на основе данных шурфов и расчисток глубиной до 2.5 м, фрагмент (в) отражает фактическое вскрытое строение гряды, фрагмент (г) построен на основе двух расчисток глубиной до 8.5 м.

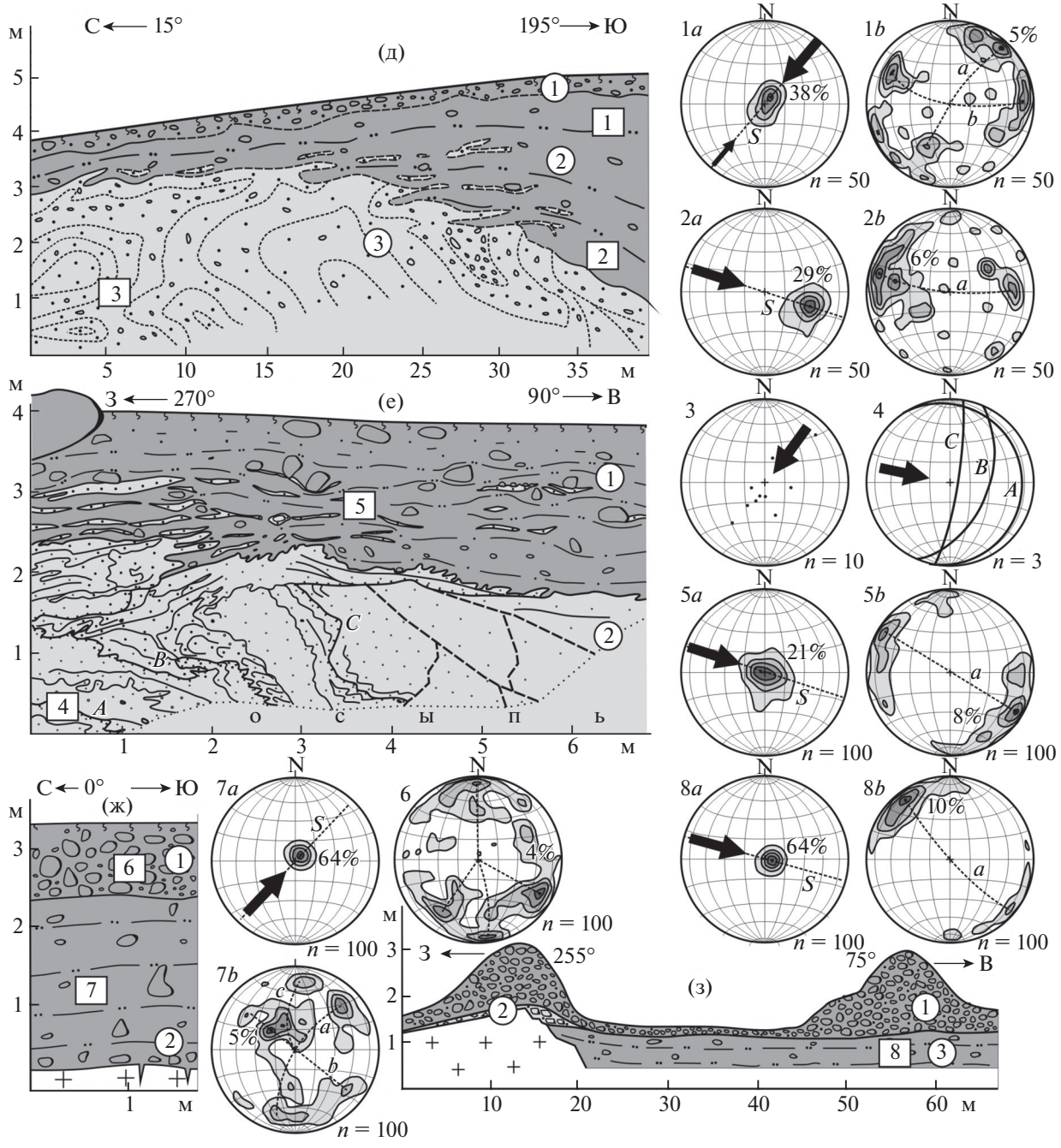


Рис. 3. Строение ледниковых отложений полосы краевых образований III и моренной равнины.
Местоположение разрезов приведено на рис. 1. Усл. обозначения см. рис. 2. Фрагмент (д) построен по трем расчисткам глубиной до 4 м и с использованием материалов [4], фрагменты (е), (ж) и (з) отражают фактическое вскрытое строение.

поверхности представленная песком алевритистым, с гравием и галькой, в нижней части слоя с многочисленными тонкими линзами песка мелкозернистого и линзами песчано-гравийной смеси. Морена дислоцирована, имеет неоднородную мощность от 1.2 до 3.5 м. В нижней части слоя увеличивается содержание глинистых частиц. Морена залегает на флювиогляциальных песках и песчано-гравийных смесях мощностью свыше 4 м. Донные осадки заключены в крупную перевернутую складку с пережатым ядром (рис. 3д). Крылья этой структуры осложняются небольшими складками качения и затягивания материала. Шарнир и крылья гляциоскладки падают по азимуту 25°–205° (рис. 3д, диаграмма 3). Подобные значения получены и в ходе анализа падения слойков в мо-

рене (рис. 3, Д, диаграмма 1). Шарниры складок качения на контакте морены и флювиогляциальных осадков ориентированы по азимутам 100°–280°, что может указывать на наличие поперечных напряжений в краевой зоне (рис. 3д, диаграмма 2).

Для краевой зоны полосы III характерны *озы и флювиогляциальные дельты*. Например, озовая гряда Вереселька [9], которая ориентирована перпендикулярно краевой зоне оледенения и относится, таким образом, к радиальным озам. Грядовый рельеф оза на отдельных участках сменяется овальными в плане площадками, которые в 5–7 раз шире грядовых участков и ниже их на 10–30 м. Грядовые участки сложены флювиогляциальными песчано-гравийными и гравийно-валунными смесями, с поверхности перекрытыми абляционной мореной. Площадки сложены дельтовыми отложениями: косослоистыми песками мелко- и среднезернистыми, с прослоями песков глинистых. Падение косых серий установлено в юго-восточном направлении.

В строении *моренной равнины*, расположенной между полосами краевых образований, преобладают базальные морены с прерывистой надстройкой из морен абляционной перлювиальной фации, флювиогляциальных отложений, лимногляциальных, озерных и морских осадков. Базальные морены имеют среднюю мощность 1–3 м, состоят из песков разнозернистых, алевритистых, с гравием, галькой, валунами, обладают характерной зеленовато-серой окраской и сланцеватой текстурой с тонкими линзами мелкозернистых песков. Типичный разрез моренной равнины можно наблюдать в карьере в 4 км севернее пос. Умба (Е на рис. 1). Здесь вскрывается строение площадки на абс. отметках 28–32 м. Базальная морена залегает с поверхности, имеет мощность до 2.2 м и представлена песком глинистым зеленовато-серого цвета, разнозернистым, с гравием, галькой, валунами. Слой имеет сланцеватую текстуру, содержит большое число линз толщиной 1–3 см песка желто-серого, мелко- тонкозернистого. Сланцеватость и линзы образуют выраженный рисунок течения, огибая валуны и крупные гальки (рис. 3е, слой 1). Насыщение морены линзами песка и глинистыми частицами неоднородное. Ниже морены залегают пески светло-серые, тонкозернистые, сортированные и алевриты темно-серого цвета с зеленоватым оттенком. Контакт слоев осложнен многочисленными клиньями и относится к ассимиляционному типу гляциодинамической зоны [16, 23, 24]. Структурный анализ сланцеватости и слоистости морены и падения длинных осей галек указывает на перемещение материала по азимуту 290°–110° (рис. 3е, диаграмма 5). Пачка песчано-алевритовых отложений ниже морены дислоцирована. Она смята в лежачие и запрокинутые небольшие складки волочения, флексуры, инъективные формы. Общее падение дислокаций в толще по азимуту 72°–113° и под углами 14°–86° подчеркивается слойками алевритов (рис. 3е, слой 2, а, б, в, диаграмма 4).

В юго-восточной части моренной равнины были изучены несколько однотипных разрезов в карьерах и придорожных выемках (Ж, З на рис. 1). Современный рельеф здесь повторяет неровности поверхности кристаллического фундамента. Ледниковые отложения небольшой мощности (до 4 м) залегают плащеобразно на склонах крупных холмов. Иногда их поверхность осложняют гряды высотой до 3 м. Ледниковые осадки имеют двучленное строение. С поверхности залегают абляционные морены перлювиальной фации мощностью до 1 м, представленные разнозернистыми несортированными песчано-гравийными смесями с валунами и глинистыми частицами. Эти же отложения участвуют в строении небольших гряд и валов, где их мощность повышается до 3 м (рис. 3з). Ниже по разрезу залегают базальные морены, сложенные песками глинистыми, несортированными, с гравием и галькой, имеющими сланцеватую текстуру. Структурный анализ сланцеватости указывает на перемещение ледникового материала преимущественно с запада на восток (рис. 3ж-з, диаграммы 7а, 8). Распределение максимумов линейных элементов галек и валунов базальной морены иногда не обнаруживает закономерностей в распределении линейности (рис. 3ж, диаграмма 7б), что больше характерно для абляционных морен (рис. 3ж, диаграмма 6).

Морфометрические характеристики рельефа позволяют проследить три выделенные полосы краевых образований по всему участку работ (рис. 1). Рельеф краевых образований отчетливо выделяется по повышенному количеству вершин отдельных форм на единицу площади (в 1.5–2.5 раза больше, чем на прилегающей моренной равнине), а также за счет того, что высота и крутизна склонов здесь в 1.5–2 раза больше (табл. 1). Коэффициент вертикальной расчлененности рельефа полос краевых образований обычно составляет 0.8–1.35, а на прилегающей моренной равнине он достигает 0.65–0.85 и редко превышает значение 1.2. Схожие морфометрические показатели установлены и для краевых образований в пределах Мунозерской возвышенности. Однако из-за широко развитого здесь грядово-ячеистого рельефа [6] морфометрические показатели краевых образований выглядят здесь не так контрастно. Кроме надежной идентификации рельефа краевых образований анализ морфометрических показателей современного рельефа позволил выявлять положительные формы, выраженные за счет рельефа поверхности коренных пород. Такие формы имеют в 2–4 раза большую среднюю длину и высоту склонов, число вершин меньше в 4–10 раз, чем на участках распространения леднико-

Таблица 1. Морфометрические показатели рельефа района работ

Участки	Средняя протяженность склонов, м	Средняя высота склонов, м	Средняя крутизна склонов, град.	Число холмов на 1 км^2	Коэффициент вертикального расчленения
Рельеф, связанный преимущественно с кристаллическим фундаментом					
Возвышенности	300–400	25–28	3.6–5.3	1–2	0.14–0.19
Равнины и низины	220–360	14–35	2.5–7.7	3–6	0.16–0.26
Аккумулятивный ледниковый рельеф					
Возвышенности	30–50	4–9	4.6–16.7	20–28	1.15–1.67
Краевые образования в их пределах	***40–70***	***6–18***	***4.9–24.2***	***16–22***	***0.81–1.34***
Равнины и низины	45–90	2–6	1.3–7.6	4–8	0.65–1.27
Краевые образования в их пределах	***40–80***	***3–12***	***2.1–16.7***	***4–12***	***0.7–1.39***

вого аккумулятивного рельефа. Коэффициент вертикального расчленения не превышает 0.15–0.26, что в 3–5 раз меньше, чем у аккумулятивных ледниковых форм (табл. 1).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Краевые ледниковые образования в районе работ формировались в зоне действия Беломорского ледникового потока Скандинавского ледникового покрова последнего оледенения [1, 2, 5, 7, 9, 12, 25]. Ледниковый морфогенез происходил в течение нескольких фаз стабилизации ледникового покрова в эпохи древнейшего (DR 1) и древнего (DR 2) дриаса [5, 11, 12].

Специфика строения краевых образований региона заключается в повсеместном развитии гляциодислокаций: чешуй, надвигов и гляциоскладок, которые обычно слагают деформированные чешуйчатые и складчатые краевые морены с участками ассимиляции рыхлых пород ледникового ложа [16, 23, 24]. К предпосылкам формирования гляциодислокаций в краевых зонах относится малая (до 45 м) мощность рыхлых ледниковых или морских отложений, залегающих на жестком основании из коренных пород. Эти осадки находились под телом ледника в краевой зоне мерзлых пород ледникового ложа [21, 23]. Направление отторжения крупных блоков пород ложа и выдавливания их в чешуи или смятия в складки было задано системой напряжений и трещиноватости ледника в связи с близостью его активного края.

Для краевых образований полосы I характерны крупные гляциоскладки и надвиги, причем количество чешуй и надвигов возрастает в пределах Мунозерской ледораздельной возвышенности. В краевых образованиях полосы II похожие по строению гляциодислокации развиты только в пределах возвышенности. В пределах моренной равнины развиты гляциоскладки небольших гряд, подобные исследованным у д. Мосеево. Краевые образования полосы III представлены складчатыми краевыми моренами с флювиогляциальными отложениями. Таким образом, в строении комплексов краевых образований юго-западных склонов возвышенности обнаруживается характерная черта – доминирование дислоцированных чешуйчатых морен краевых зон, что в целом характерно для фронтальных краевых макроформ рельефа, либо для периферии островных ледораздельных возвышенностей [14, 23]. Краевые образования в пределах равнины сформированы преимущественно складчатой краевой мореной. В строении краевых образований не установлены насыпные конечно-моренные образования, с которыми ранее, например, соотносились аккумулятивные образования полосы II [1, 3, 6].

Во время фазы стабилизации, соответствующей полосе краевых образований I, крупный ледниковый поток активно двигался по котловине Белого моря в юго-восточном направлении [2, 5, 11, 12, 25]. На северной периферии этого потока происходило выжимание насыщенного обломочным материалом льда в северо-восточном и северном направлении. Формировались крупная конечно-моренная гряда у озера Нижнее Хлебное и чешуйчатый массив параллельно-грядового рельефа в районе г. Сеньгора на Мунозерской возвышенности (рис. 4). Этот процесс мог сопровождаться несколькими осцилляторными подвижками активного края ледника. В ходе них происходили повторные выжимания пластин моренонасыщенного льда и их последующее наложение на ранее сформированные гляциоструктуру-

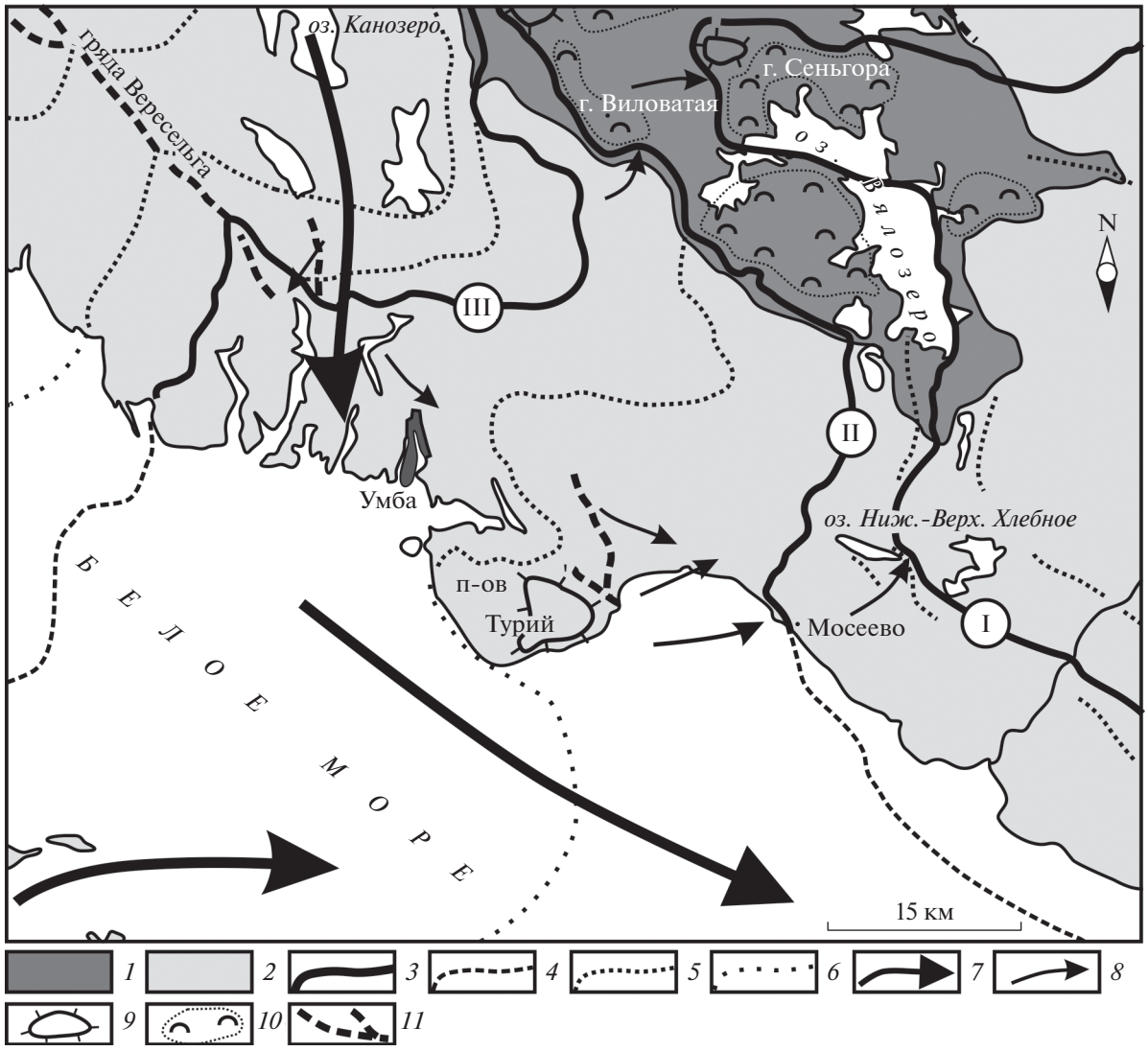


Рис. 4. Гляциодинамическая схема юго-запада Кольского п-ова.
1 – ледораздельная возвышенность (по [6]), *2* – моренная равнина; *границы распространения активного ледника во время: 3* – фаз деградации ледникового покрова, *4* – фаз в котловине Белого моря (с использованием [2, 5, 11, 25]), *5* – осцилляций на полуострове, *6* – осцилляций в котловине Белого моря; *7* – направление движения Беломорского ледникового потока; *8* – направления перемещения льдов, установленные по геологическим данным; *9* – поднятия коренных пород, выступавшие в роли ледоразделов; *10* – аккумулятивные формы ледораздельной возвышенности; *11* – озовые гряды.

ры и небольшие блоки мертвого льда. С этим процессом могут быть связаны небольшие гряды у юго-западного склона конечно-моренной гряды у озера Нижнее Хлебное. На юго-западных склонах Мунозерской возвышенности таким подвижкам соответствует грядово-холмистый рельеф к западу от горы Сеньгора. Восточнее района работ полоса краевых образований I традиционно сопоставляется с грядами Терских Кейв [1, 3, 5, 8, 11, 12]. Однако установленное строение полосы не коррелируется со строением Терских Кейв восточнее района работ, где преобладают флювиогляциальные отложения [7, 8].

Во время формирования полосы II произошло значительное сокращение объема ледникового потока в котловине Белого моря [2, 3, 12, 25]. На его динамику оказывали воздействие поднятия ледникового субстрата, например, массива п-ова Турий (рис. 4). Гряды у д. Мосеево формировались на северо-восточной периферии ледникового потока. Общее течение льда во время этой фазы сокращения установлено по падению гляциоструктур моренной равнины и по ориентировке гляциоскладок в ядре гряд. Восточнее п-ова Турий ледник двигался преимущественно на восток, а в районе пос. Умба на юго-восток. В том,

что во время этой фазы происходили осцилляторные подвижки, указывает грядово-холмистый рельеф, обрамляющий чешуйчатый параллельно-грядовый массив в районе горы Виловатая. На территории моренной равнины признаки нескольких осцилляций установлены по морфометрическим данным. Осцилляциям соответствуют участки с повышенными показателем числа вершин на единицу площади и коэффициентом вертикального расчленения рельефа (табл. 1).

Во время формирования полосы III произошло полное омертвление ледникового потока в котловине Белого моря. Массив мертвого льда быстро разрушался и уже в аллерёде в этот район проникали морские воды [3]. Краевая зона сместилась севернее пос. Умба; давление лопасти активного ледника происходило в южном направлении. Для этой фазы сокращения характерны осцилляторные подвижки, во время которых сформировались несколько полос грядово-холмистого рельефа восточнее оз. Канозеро. Серия площадок, сложенных флювиогляциальными дельтовыми отложениями (не менее трех), расположенных по простиранию озовой гряды Вереселька, также может свидетельствовать о поэтапном сокращении ледникового покрова во время этой фазы [26].

Анализ положения установленных в районе работ полос краевых образований указывает на скачкообразное смещение краевой зоны на 25–50 км в пределах котловины Белого моря и на 10–20 км в пределах моренной равнины. В пределах Мунозерской возвышенности и на ее склонах, а также в районе озера Нижнее Хлебное – д. Мосеево полосы краевых образований сближаются до 2–8 км. Это позволяет сделать вывод о разнородном характере дегляциации в районе исследований. В пределах Беломорской котловины и моренной равнины она носила черты ареальной, а в пределах возвышенности преобладала фронтальная дегляциация. На равнине происходило отчленение достаточно узких полос мертвого льда с последующим их распадом на отдельные блоки. На месте частично вытаявших блоков формировались небольшие приледниковые водоемы, которые соединялись между собой, и уровень которых постепенно понижался.

Ключевым положением установленной схемы дегляциации является утверждение, что лопасть активного Беломорского ледникового потока последнего оледенения долгое время продвигалась в восточном направлении. Это, однако, противоречит гипотезам, основанным на быстром таянии льдов в котловине Белого моря [7]. Постепенное смещение закономерно построенных полос краевых образований не поддерживает и гипотезу о краткосрочных периодах стабилизации края льда в периоды похолоданий и его скачкообразных перемещениях в периоды относительных потеплений [1, 3, 4, 6]. В то же время рассмотренная модель дегляциации в общих чертах наследует и значительно уточняет ряд более ранних построений [5, 11, 12].

Установленное в ходе исследований положение полос краевых образований, а также предлагаемая модель дегляциации впервые основываются на подробном фактическом материале по геологическому строению и морфологии ледникового рельефа. Это позволило сделать вывод о том, что краевые образования, ранее относившиеся к западному сегменту Терских Кейв [1, 3, 7], состоят минимум из двух фазиальных краевых комплексов (полосы I и II) и сопровождаются многочисленными осцилляторными формами. Структура и морфология данных краевых образований не согласуются со строением Терских Кейв восточнее района работ [8]. Подтверждено участие изученных краевых образований в строении юго-западного склона Мунозерской возвышенности, что не противоречит ранее предложенным гипотезам о фронтальном [2], или о ледораздельном генезисе этой макроформы [6]. Предложенная конфигурация полос краевых образований в районе работ хорошо согласуется с данными о строении ледниковых осадков в котловине Белого моря [2, 25].

ВЫВОДЫ

Новые геолого-геоморфологические данные о ледниковых отложениях юго-запада Кольского п-ова позволили установить следующее:

1. Краевые образования составляют три полосы, две из которых окаймляли северную и северо-восточную периферию активного Беломорского ледникового потока, а третья формировалась на юго-восточном окончании ледниковой лопасти, не достигавшей котловины современного Белого моря в рассматриваемом районе. Полосы краевых образований соответствуют трем фазам сокращения ледникового покрова, каждая из которых сопровождалась серией осцилляций.

2. В строении краевых образований наблюдаются схожие черты: значительная гляциотектоническая переработка ледниковых отложений, доминирование чешуйчатых краевых морен в пределах возвышенности и складчатых краевых морен в пределах равнины, присутствие следов воздействия на рыхлые породы ледникового ложа.

3. Гляциоструктурам краевых зон соответствует специфический аккумулятивный рельеф. В пределах возвышенности он представлен массивами параллельно-грядового рельефа, в пределах равнины развиты грядовый и грядово-холмистый рельеф.

4. Аккумулятивный рельеф краевых зон наиболее надежно идентифицируется по морфометрическим показателям: высоте, крутизне склонов, повышенному показателю числа вершин (12–25 на 1 км^2) и высокому коэффициенту вертикального расчленения рельефа (свыше 0.8).

5. Дегляциация в депрессии Белого моря и на большей части равнины имела черты ареальной. На юго-западном склоне Мунозерской возвышенности, в районе оз. Нижнее Хлебное и д. Мосеево дегляциация имела черты фронтальной.

Новые данные о строении и морфологии ледникового рельефа будут использованы в дальнейшей работе по созданию гляциодинамической схемы Кольского региона и схемы корреляции краевых образований в северо-восточном секторе Скандинавского ледникового покрова.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена по теме НИР 0226-2019-0054 лаборатории № 43 Геологического института КНЦ РАН. Авторы благодарят В.В. Кольку, Д.С. Толстоброва, О.П. Корсакову, В.Л. Ильченко, Н.А. Костромину, А.И. Крикунову и В.А. Крошинского за помощь в проведении полевых работ и полезные дискуссии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Евзеров В.Я., Николаева С.Б.* Пояса краевых образований Кольского региона // Геоморфология. 2000. № 1. С. 61–73.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Балтийская. Лист Q–(35), 36 (Апатиты). Объяснительная записка / Гл. ред. Ю.Б. Богданов. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 456 с.
3. *Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Г.Д.* Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене – голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Изв. РАН. Сер. геогр. 2013. № 1. С. 73–88.
4. *Евзеров В.Я.* Литология морены поздневалдайского оледенения западной части Кольского полуострова // Вестн. Мурманского гос. технического ун-та. 2017. Т. 20. № 1. С. 48–59.
5. *Ekman I. and Il'in V.* Deglaciations, the Younger Dryas End Moraines and their Correlation in Karelian A.S.S.R. and adjacent Areas // Eastern Fennoscandian Younger Dryas End Moraines. Field Conferencion, 1991. P. 73–101.
6. *Колька В.В.* Мунозерская островная возвышенность // Вестн. Мурманского гос. технического ун-та. 1998. Т. 1. № 3. С. 79–88.
7. *Hättestrand C., Kolka V., and Stroeven A.* The Keiva marginal zone on the Kola Peninsula, northwest Russia: A Key Component for reconstructing the palaeoglaciology of the northeastern Fennoscandian ice sheet // Boreas. 2007. Vol. 36. No. 4. P. 352–370.
8. *Lunkka J.P., Kaparulina E., Putkinen N., and Saarnisto M.* Late Pleistocene palaeoenvironments and the last deglaciation on the Kola Peninsula, Russia // Arctos. The Journal of Arctic Geosciences. 2018. Vol. 4. Iss. 1. P. 1–18.
9. The Late Pleistocene interglacial, late Glacial landforms and Holocene neotectonics of the Kola Peninsula. ICG excursion. No. 34. August 14–23. *V. Kolka, O. Korsakova, S. Nikolaeva, and V. Evzerov* (Eds.). Apatity, 2008. 72 p.
10. *Семенова Л.Р.* Ледниковая геология Кольского полуострова (поздний плейстоцен). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 32 с.
11. *Rainio H., Saarnisto M., and Ekman I.* Younger Dryas end moraines in Finland and NW Russia // Quaternary International. 1995. Vol. 28. P. 179–192.
12. *Demidov I., Houmark-Nielsen M., Kjær K., and Larsen E.* The Last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: Ice flow patterns and decay dynamics // Boreas. 2006. No. 4. P. 425–443.
13. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений / Гл. ред. Г.С. Ганешин. Л.: Недра, 1987. 308 с.
14. *Аболтиньш О.П.* Гляциоструктура и ледниковый морфогенез. Рига: Зинатне, 1989. 284 с.
15. *Boulton G.S.* Till genesis and fabric in Svalbard, Spitsbergen // Till a Symposium, 1971. p. 41–72.
16. *Pasanen A. and Lunkka J.P.* Glaciotectonic deformation of till-covered glaciofluvial deposits in Oulu region, Finland // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2008. Vol. 80. P. 89–103.
17. OpenStereo is an open source, cross-platform software for structural geology analysis. https://www.geologypage.com/2013/07/openstereo.html
18. ArcticDEM is an NGA-NSF public-private initiative to automatically produce a high-resolution, high quality, digital surface model (DSM) of the Arctic using optical stereo imagery, high-performance computing, and open source photogrammetry software. https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/
19. *Кайрюкштис Л.А., Басаликас А.Б., Микалаускас А.П., Милюс И.В., Чеснулявичус А.А.* Оценка расчлененности рельефа Литвы для целей моделирования регионального развития // Труды АН Литовской ССР. 1983. Серия Б. Т. 5 (138). С. 85–93.
20. Surfer is a full-function 3D visualization, contouring and surface modeling package that runs under Microsoft Windows. https://www.geologypage.com/2015/07/surfer-13.html
21. *Moran S.R., Clayton L., Hooke R.L., Fenton M.N., and Andriashek L.D.* Glacier-Bed Landforms of the Prairie Region of North America // Journal of Glaciology. 1980. Vol. 25. Iss. 93. P. 457–476.
22. *Shaw J.* Genesis of the Sveg tills and Rogen moraines of central Sweden: a model of basal melt out // Boreas. 1979. Vol. 8. No. 4. P. 409–426.
23. *Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д.* Гляциальная геология: Методическое пособие по изучению ледниковых образований при геологической съемке крупного масштаба. СПб.: Недра, 1993. 328 с.
24. *Лаврушин Ю.А.* Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 237 с.

25. Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Науч. мир, 2017. 1030 с.

26. *Brennand T.A.* Deglacial meltwater drainage and glaciodynamics: inferences from Laurentide eskers, Canada // Geomorphology. 2000. No. 32. P. 263–293.

Ice-marginal deposits near the Umba Town (the south-west of the Kola Peninsula)

A. A. Vashkov[a,#] and O. Yu. Nosova[a]

[a]*Geological Institute of the Kola Science Centre of RAS, Apatity, Russia*

[#]*E-mail: vashkov@geoksc.apatity.ru*

Three belts of ice-marginal deposits have been determined in the south-west part of the Kola Peninsula. They correspond to three phases of the Scandinavian Ice Sheet retreat in the Late Pleistocene. Clast fabric analysis and lithological investigation of the glacial deposits and morphometrical analysis of the glacial relief allowed to determine glaciodislocations of squamous-thrust and folded type in the ice-marginal complexes. Arrangement regularities of ice-marginal deposits in the region were defined using morphometrical study of present relief. The squamous-thrust glaciodislocations were found in structure of the first and second belts of the ice-marginal deposits. They correspond to single large ridges or massifs of parallel ridges. Particular fragments represented by low ridges with glaciofolds at their cores formed from loose sediments from the base of the ice-sheet. The third belt of ice-marginal deposits consists of folded marginal tills and rarely squamous tills interbedding with fluvioglacial deposits. In present relief this belt is represented by ridge-hummocky and hummocky forms and its characteristic feature is deltaic fluvioglacial deposits on the distal end of eskers. Analysis of clast fabric and glaciodislocation structures identified that during the formation of the first and second ridge belts glacier had been moving mainly east along the White Sea Basin. At the time of formation of the third belt active glacier had been advancing south and south-eastwards. Each phase of glacier retreat was accompanied by short-term oscillatory dislocations. In the White Sea Basin and on the moraine plain glacier degradation was fast and had areal character. Frontal type of deglaciation existed on the convergence areas of the ice-marginal complexes. The new data on structure of the glacial deposits, for the first time executed study of structure and clast fabric analysis of glaciodislocations, and morphometrical characteristic of relief allowed to reconstruct dynamic of the last glacier cover on one of the key areas of the Kola region.

Keywords: till, glaciodislocations, deglaciation, moraine ridges, moraine plain, morphometry of relief

ACKNOWLEDGMENTS

The work has been done on the theme of Scientific Research No. 0226-2019-0054 of laboratory No. 43 of the Geological Institute of the Kola Science Centre of RAS. The authors are grateful to V.V.Kolka, D.S. Tolstobrov, O.P. Korsakova, V.L. Ilchenko, N.A. Kostromina, A.I. Krikunova and V.A. Kroshinskiy for help in fieldworks and useful discussions.

REFERENCES

1. *Evzerov V.Ya. and Nikolaeva S.B. Poyasa kraevykh obrazovanii Kol'skogo regiona* (Belts of marginal glacial formations of the Kola region). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2000. No. 1. P. 61–73. (in Russ.)

2. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1:1000000 (tret'e pokolenie). Seriya Baltiiskaya. List Q-(35), 36 (Apatity). Ob'yasnitel'naya zapiska* (State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1 000 000 (third edition). Baltic series. Sheet Q-(35), 36 (Apatity). Explanatory note). Yu.B. Bogdanov (Ed.). St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI (Publ.), 2012. 456 p.

3. Kol'ka V.V., Evzerov V.Ya., Moller Ya.Y., and Corner G.D. *Peremeshchenie urovnya morya v pozdnem pleistotsene – golotsene i stratigrafiya donnykh osadkov izolirovannykh ozer na yuzhnom beregu Kol'skogo poluostrova, v raione poselka Umba* (The Late Weichselian and Holocene relative sea-level change and isolation basin stratigraphy at the Umba settlement, southern coast of Kola Peninsula). *Izvestiya Rossiiskoi akademii nauk. Seriya geograficheskaya*. 2013. No. 1. P. 73–88. (in Russ.)

4. Evzerov V.Ya. *Litologiya moreny pozdnevaldaiskogo oledeneniya zapadnoi chasti Kol'skogo poluostrova* (Lithology of the Late Valdaian glacial moraine in the western part of the Kola Peninsula). *Vestnik of MSTU*. 2017. Vol. 20. No. 1. P. 48–59. (in Russ.)

5. Ekman I. and Il'in V. Deglaciations, the Younger Dryas End Moraines and their Correlation in Karelian A.S.S.R. and adjacent Areas. *Eastern Fennoscandian Younger Dryas End Moraines. Field Conferencion*. 1991. P. 73–101.

6. Kolka V.V. *Munozerskaya ostrovnaya vozvyshennost'* (The Munozero island upland). *Vestnik of MSTU*. 1998. Vol. 1. No. 3. P. 79–88. (in Russ.)

7. Hättestrand C., Kolka V., and Stroeven A. The Keiva marginal zone on the Kola Peninsula, northwest Russia: A Key Component for reconstructing the palaeoglaciology of the northeastern Fennoscandian ice sheet. *Boreas*. 2007. Vol. 36. No. 4. P. 352–370.

8. Lunkka J.P., Kaparulina E., Putkinen N., and Saarnisto M. Late Pleistocene palaeoenvironments and the last

deglaciation on the Kola Peninsula, Russia. *Arctos. The Journal of Arctic Geosciences*. 2018. Vol. 4. Iss. 1. P. 1–18.

9. *The Late Pleistocene interglacial, late glacial landforms and Holocene neotectonics of the Kola Peninsula. ICG excursion No 34, August 14–23*. V. Kolka, O. Korsakova, S. Nikolaeva, V. Evzerov (Eds.). Apatity, 2008. 72 p.
10. Semenova L.R. *Lednikovaya geologiya Kol'skogo poluostrova (pozdnii pleystotsen)* (Glacial geology of the Kola Peninsula (Late Pleistocene)). PhD. thesis. St. Petersburg: VSEGEI (Publ.), 2004. 32 p.
11. Rainio H., Saarnisto M., and Ekman I. Younger Dryas end moraines in Finland and NW Russia. *Quaternary International*. 1995. Vol. 28. P. 179–192.
12. Demidov I., Houmark-Nielsen M., Kjær K., and Larsen E. The Last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: Ice flow patterns and decay dynamics. *Boreas*. 2006. No. 4. P. 425–443.
13. *Metodicheskoe rukovodstvo po izucheniyu i geologicheskoi s'emke chetvertichnykh otlozhenii* (Manual on methods to be used in the studies and geological survey of the Quaternary deposits). G.S. Ganeshin (Ed.). L.: Nedra (Publ.), 1987. 308 s.
14. Aboltin'sh O.P. *Glyatsiostruktura i lednikovyi morfogenez* (Glaciostructure and glacial morphogenesis). Riga: Zinatne (Publ.), 1989. 284 p.
15. Boulton G.S. Till genesis and fabric in Svalbard, Spitsbergen. *Till a Symposium*. 1971. P. 41–72.
16. Pasanen A. and Lunkka J.P. Glaciotectonic deformation of till-covered glaciofluvial deposits in Oulu region, Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2008. Vol. 80. P. 89–103.
17. OpenStereo is an open source, cross-platform software for structural geology analysis. https://www.geologypage.com/2013/07/openstereo.html
18. ArcticDEM is an NGA-NSF public-private initiative to automatically produce a high-resolution, high quality, digital surface model (DSM) of the Arctic using optical stereo imagery, high-performance computing, and open source photogrammetry software. https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/
19. Kayryukshtis L.A., Basalikas A.B., Mikalauskas A.P., Milyus I.V., and Chesnulyavichus A.A. *Otsenka raschlenennosti rel'efa Litvy dlya tselei modelirovaniya regional'nogo razvitiya* (Estimation of relief ruggedness of Lithuania for regional development modeling). *Trudy Akademii nauk Litovskoi SSR*. 1983. Seriya B. Vol. 5 (138). P. 85–93. (in Russ.)
20. Surfer is a full-function 3D visualization, contouring and surface modeling package that runs under Microsoft Windows. https://www.geologypage.com/2015/07/surfer-13.html
21. Moran S.R., Clayton L., Hooke R.L., Fenton M.N., and Andriashek L.D. Glacier-Bed Landforms of the Prairie Region of North America. *Journal of Glaciology*. 1980. Vol. 25. Iss. 93. P. 457–476.
22. Shaw J. Genesis of the Sveg tills and Rogen moraines of central Sweden: a model of basal melt out. *Boreas*. 1979. Vol. 8. No. 4. P. 409–426.
23. Kaplyanskaya F.A. and Tarnogradskii V.D. *Glyatsial'naya geologiya: Metodicheskoe posobie po izucheniyu lednikovykh obrazovanii pri geologicheskoi s'emke krupnogo masshtaba* (Glacial geology: Methodical textbook for study of glacial formations at the large-scale geological survey). St. Petersburg: Nedra (Publ.), 1993. 328 p.
24. Lavrushin Yu.A. *Stroenie i formirovanie osnovnykh moren materikovykh oledenenii* (Structure and forming of basal moraines of continental glaciations). M.: Nauka (Publ.), 1976. 237 p.
25. *Sistema Belogo morya. Tom IV. Protsessy osadkoobrazovaniya, geologiya i istoriya* (System of the White Sea. Vol. IV. Sedimentary processes, geology and history). A.P. Lisitsyn (Ed.). M.: Nauchnyi mir (Publ.), 2017. 1030 p.
26. Brennand T.A. Deglacial meltwater drainage and glaciodynamics: inferences from Laurentide eskers, Canada. *Geomorphology*. 2000. No. 32. P. 263–293.