

ЛЕДНИКОВЫЙ РЕЛЬЕФ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОНДОМОЗЕРСКИХ И ЧАВАНЬГСКИХ КЕЙВ (ЮГ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА)

© 2026 г. А. А. Вашков*, О. Ю. Носова

Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия

*E-mail: a.vashkov@ksc.ru

Поступила в редакцию 17.11.2025

После доработки 02.04.2026

Принята к публикации 10.04.2026

Аннотация. Комплекс морфометрических, структурно-геологических и петрографических методов позволил получить новые данные по строению и генезису возвышенности Ондомозерских и Чаваньгских Кейв (фрагменты Терских Кейв): одной из наиболее дискуссионных макроформ Кольского региона. Обнаружена взаимосвязь Терских Кейв с разломными структурами Фенноскандинавского щита юго-восточной части Кольского региона, которым могут соответствовать структурные уступы в погребенной доледниковой поверхности, выраженные в рельефе. Эти уступы определяли границу распространения и общую мощность отложений морских трансгрессий, предшествующих последнему оледенению. Во время оледенения с этими уступами были связаны участки формирования гляциодислокаций в основании возвышенности. Подробный морфометрический анализ позволил установить, что надвиговые и складчатые гляциодислокации отражены в верхнем высотном ярусе в виде грядово-увалистых форм, иногда осложненных полями камов с гляциокарстовыми западинами. На нижнем высотном ярусе северного склона возвышенности развит параллельно-грядовый рельеф супрагляциальных озов и холмистый рельеф камов и лимнокамов. На южном склоне представлен холмисто-грядовый рельеф напорных и насыпных морен. Полученные результаты и анализ данных по сопредельным территориям позволяют связать формирование основания возвышенности с этапом распространения и локального максимума последнего скандинавского ледникового покрова около 21–17,5 тыс. л. н. Материалом для надвиговых и складчатых дислокаций служили в основном рыхлые осадки морских трансгрессий нижнего и среднего валдая и флювиогляциальные отложения. С помощью структурных и петрографических исследований установлено, что давление ледника осуществлялось с юга на север, со стороны беломорского ледникового потока. Во время деградации ледника около 17,5–15 тыс. л. н. был сформирован комплекс озов и камов, а в ходе нескольких периодов активизации ледника образовались холмисто-грядовые ледниковые формы на южных склонах возвышенностей. После происходило вытаивание блоков мертвого льда, начиналось формирование гляциокарстовых западин и современных озерных котловин.

Ключевые слова: Фенноскандия; Белое море; Скандинавский ледниковый покров; валдайская ледниковая эпоха; краевые ледниковые образования; гляциодислокации

Финансирование. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 22-17-00081 и в рамках госзадания по теме ГИ КНЦ РАН FMEZ-2024-0007.

Конфликт интересов. Авторы декларируют отсутствие явных и потенциальных конфликтов интересов, связанных с публикацией данной статьи.

Благодарности. Авторы благодарят А. Е. Рыбалко, О. П. Корсакову, Н. Е. Зарецкую, Т. Ю. Репкину и Н. А. Кожина за помощь в решении организационных вопросов, Д. С. Толстоброва, Н. А. Коваленко и Н. В. Ионова за помощь при проведении полевых работ и Д. Д. Сергиенко за помощь в определении гранулометрического состава отложений. Отдельная признательность сотрудникам геологического института, докт. геол.-мин. наук В. В. Балаганскому и канд. геол.-мин. наук С. В. Мудруку за ценные консультации.

Ссылка для цитирования: Вашков А. А., Носова О. Ю. (2026) Ледниковый рельеф и этапы формирования Ондомозерских и Чаваньгских Кейв (юг Кольского полуострова). *Геоморфология и палеогеография*. Т. 57. № 3. С. 499–527. <https://doi.org/10.7868/S2949179726030069>

Дополнительные материалы. Публикуются на сайте журнала “Геоморфология и палеогеография” — <https://geomorphology.igras.ru/jour/article/view/3740>

GLACIER RELIEF AND STAGES OF FORMATION OF THE ONDOMOZERO AND CHAVANGA KEIVA (SOUTH OF THE KOLA PENINSULA)

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

Geological Institute of the Kola Science Centre of RAS, Apatity, Russia

[#]*E-mail: a.vashkov@ksc.ru*

Received November 17, 2025

Revised April 02, 2026

Accepted April 10, 2026

Abstract. A combination of morphometric, structural-geological, and petrographic methods yielded new data on the structure and genesis of the Ondomozero and Chavanga Keivy upland (fragments of the Terskie Keivy), one of the most controversial macroforms of the Kola region. A conclusion was drawn regarding the relationship of the Terskie Keivy with fault structures of the Fennoscandian Shield in the southeastern Kola region, which may correspond to structural scarps expressed in the relief in the buried pre-Quaternary surface. These scarps defined the distribution boundary and the overall thickness of marine transgressive deposits preceding the last glaciation. During glaciation, these scarps were associated with areas of glacial deformations, which form the bases of the upland. A detailed morphometric analysis revealed that these thrust and folded glacial deformations are reflected in the upper elevation parts of the uplands as ridge-plateau hills features, sometimes complicated by kame fields with glaciokarst depressions. In the lower elevation part of the northern slope of the upland a parallel ridge relief of supraglacial eskers and a hummocky relief of kames and limnokames are developed. On the southern slope there is a hummocky-ridge relief of push and damp moraines. These results and analysis of data from adjacent areas suggest that the formation of the upland basement is related to the period of advancing and local maximum expansion of the last Scandinavian ice sheet, approximately 21000–17500 years ago. The thrust and folded dislocations were primarily composed of loose sediments from lower and middle Valdai marine transgressions and glaciofluvial deposits. Structural and petrographic studies have determined that the glacier flowed from south to north, from the White Sea glacial stream. During glacier degradation approximately 17500–15000 years ago, a complex of eskers and kames formed, and during several readvance periods hummocky-ridge glacial formations developed on the southern slopes of the uplands. Subsequently, the dead ice blocks melted, and glaciokarst depressions and modern lake basins began to form.

Keywords: Fennoscandia; White Sea Scandinavian Ice Sheet; Valdai Ice Age; ice marginal formations; glacial deformations

Funding. This work was supported by the Russian Science Foundation grant No. 22-17-00081 and within the framework of the state assignment on the topic of GI KSC RAS FMEZ-2024-0007.

Conflict of interests. The authors declare that there are no obvious or potential conflicts of interest related to the publication of this article.

Acknowledgments. The authors thank A. E. Rybalko, O. P. Korsakova, N. E. Zaretskaya, T. Yu. Repkina, and N. A. Kozhin for assistance in resolving organizational issues, D. S. Tolstobrov, N. A. Kovalenko, and N. V. Ionov for help in field work, and D. D. Sergienko for determining the granulometric composition of sediments. Special thanks to the scientists of the Geological Institute, Prof. V. V. Balagansky and S. V. Mudruk for valuable consultations.

For citation. Vashkov A. A. and Nosova O. Yu. (2026) Glacier relief and stages of formation of the Ondomozero and Chavanga Keiva (south of the Kola Peninsula). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 57. No. 3. P. 499–527. (in Russ.). <https://doi.org/10.7868/S2949179726030069>

Supplementary materials. Additional material is published on the web-site of the journal “Geomorfologiya i Paleogeografiya” – <https://geomorphology.igras.ru/jour/article/view/3740>

1. ВВЕДЕНИЕ

Одним из наиболее характерных элементов рельефа областей развития покровных оледенений являются протяженные дугообразные системы конечно-моренных гряд и краевых возвышенностей. Маргинальные макроформы рельефа являются наиболее надежными маркерами положения краевой зоны оледенения в разные периоды его продвижения (Чеботарева, Макарычева, 1974; Асеев, Маккавеев, 1976). Геологические и геоморфологические особенности строения конечно-моренных образований отражают особенности ледникового морфогенеза и осадконакопления в краевой зоне или близкой к ней периферии ледникового покрова, а также несут в себе информацию о характере и этапах дегляциации территории (Лаврушин, 1976; Матвеев, 1983; Аболтиныш, 1989; Каплинская, Тарноградский, 1993; Aber, Ber, 2007; Benn, Evans, 2010). Специфический ледниковый ландшафт комплекса краевых образований предопределяет основные черты размещения природных палеоархивов: озерных котловин и террас палеобассейнов, погребенных ложбин, сквозных долин и эолового комплекса рельефа. Несмотря на то что абсолютное датирование ледниковых отложений маргинальных макроформ на сегодня часто затруднено или ограничено применимостью методов, их региональная корреляция традиционно является основным инструментом реконструкции динамики и хронологии развития покровных оледенений (Чеботарева, Макарычева, 1974; Асеев, Маккавеев, 1976; Ekman, Ilyin, 1991; Astakhov et al., 2016).

В СВ секторе области распространения последнего скандинавского ледникового покрова наиболее ярким примером конечно-моренных образований являются Терские Кейвы в ЮВ части Кольского п-ова (рис. 1). Их плановая конфигурация и морфологический облик в виде дуги, слабовыпуклой к югу, первоначально позволили сопоставить их с краевой зоной ледника, двигавшегося с С—СЗ (Введенский, 1934; Лаврова, 1960), при этом данное мнение присутствует и в ряде более поздних работ (Гросвальд, 2009; Lunkka et al., 2018). Дальнейшие исследования показали более сложное расположение ледниковых форм на самой возвышенности и распределение четвертичных отложений на периферии. Постепенно формируются взгляды об ледораздельной природе Терских Кейв, которые формировались на стыке Беломорского ледникового потока и локального ледника в центральной части Кольского п-ова (Стрелков и др., 1976; Евзеров, Николаева, 2000; Государственная ..., 2012; Ekman, Ilyin, 1991; Niemelja et al., 1993). Наиболее подробный обзор как общей геоморфологической позиции, так и существующих

интерпретаций механизма формирования Терских Кейв был предложен в работе (Hätterstrand et al., 2007). Заметно отличаются выводы различных исследователей о строении возвышенности. По одной из гипотез Кейвы считаются ледораздельной озовой грядой (Стрелков и др., 1976; Ekman, Ilyin, 1991; Hätterstrand et al., 2007). По другой они являются конечно-моренной насыпной и напорно-насыпной грядой (Карта ..., 1989; Евзеров, Николаева, 2000) или же грядой, сложенной моренными отложениями с надстройкой из озов (Boyes et al., 2021b). Нет единого мнения и о времени формирования возвышенности: от периода до максимума последнего оледенения (Hätterstrand et al., 2007; Boyes et al., 2021a), до одной из фаз активизации Скандинавского ледникового покрова в интервале от 17.5 до 14.7 тыс. л. н. (Стрелков и др., 1976; Евзеров, Николаева, 2000; Государственная ..., 2012; Ekman, Ilyin, 1991).

Существующие абсолютные датировки отложений ледникового рельефа Терских Кейв малочисленны. Возраст валунов на поверхности гряд, определенный космогенным методом по изотопу ^{10}Be , изменяется от 472.3—288 тыс. л. н. для Дальних Кейв и 16.2—15.3 тыс. л. н. для Бабозерских Кейв (Stroeve et al., 2016; Boyes et al., 2021a). Возраст, полученный по флювиогляциальным отложениям методом оптико-стимулированной люминисценции на территории Дальних и Ондомозерских Кейв, отражает этап дегляциации в интервал 15.9—12.3 тыс. л. н. (Lunkka et al., 2018). Данные по радиоуглеродному датированию озерных осадков, а также углей в эоловых осадках Чаваньгских Кейв показывают начало их формирования от 14.84 до 10.45 тыс. кал. л. н. (Kremenetsky, Patyk-Kara, 1997; Mergelov et al., 2024).

Ключевая роль Терских Кейв в реконструкции динамики СВ сектора последнего ледникового покрова и разнообразие интерпретации и концепций генезиса этих гряд мотивировало нас к проведению исследований на одном из ключевых участков — Ондомозерских и Чаваньгских Кейвах. Выбор участка был обусловлен его относительно лучшей геологической изученностью (наличие отчетов о геологической съемке четвертичных отложений и отдельных публикаций), разнообразием форм ледникового рельефа, наличием естественных геологических обнажений в береговых уступах озер и в долине р. Стрельны, а также возможностью достижения района работ на гусеничном и водном транспорте.

Обследование закономерностей морфологии ледникового рельефа возвышенности и геологического строения ее отдельных элементов производилось с целью выявления: а) структуры

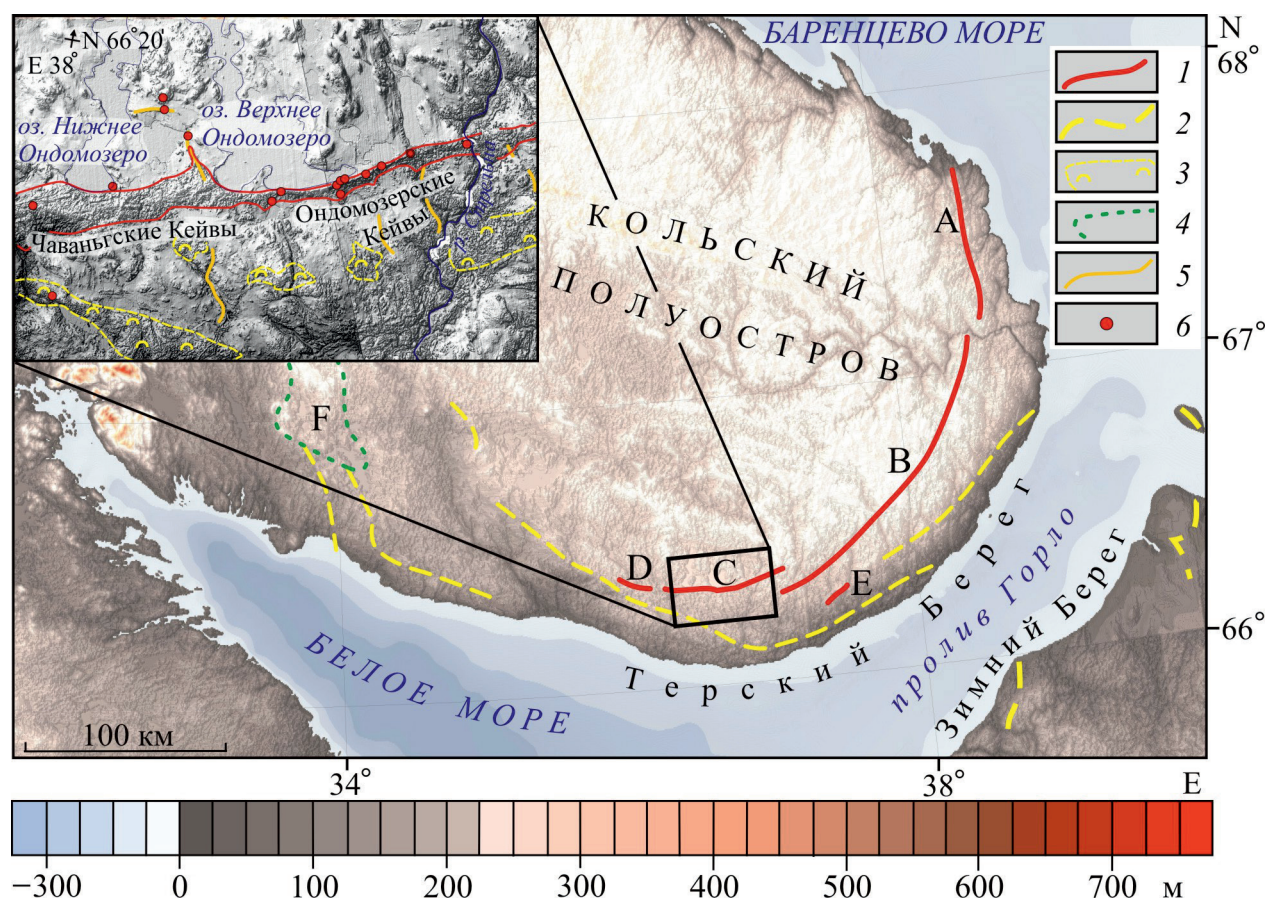


Рис. 1. Местоположение района работ. Рисунок выполнен на основе ЦМР ALOS (Japan ..., 2021), врезка – на основе ЦМР ArcticDEM (Porter et al., 2018). 1 – Основные ледниковые макроформы юго-восточной части Кольского региона (А – фрагмент Кейв севернее р. Поной, В – Дальние Кейвы, С – Ондомозерские и Чавангские Кейвы, D – Бабозерские Кейвы, Е – Паргамеевские Кейвы); 2 – линейно ориентированные участки холмистого и грядово-холмистого моренного рельефа; 3 – холмистый моренный рельеф (на врезке); 4 – ледораздельная возвышенность (F); 5 – озы (на врезке); 6 – пункты исследования (на врезке).

Fig. 1. Location of the study area. Figure based on ALOS DEM (Japan..., 2021), inset based on ArcticDEM (Porter et al., 2018). 1 – Main glacial macroforms of the southeastern part of the Kola region (A – fragment of the Keivy north of the Ponoy River, B – Dalnie Keivy, C – Ondomozero and Chavanga Keivy, D – Babozero Keivy, E – Pargameevskie Keivy); 2 – linearly oriented areas of hummocky and ridge-hummocky moraine relief; 3 – hummocky moraine relief (inset); 4 – ice divide upland (F); 5 – eskers (inset); 6 – study points (inset).

и направлений движения отдельных элементов (потоков, лопастей) северо-восточного сектора скандинавского ледникового покрова; б) особенностей ледникового морфогенеза краевых зон оледенения на периферии ледниковых потоков и лопастей; в) этапов формирования данного элемента Терских Кейв и его корреляцией с краевыми образованиями Кольского региона и периферии Беломорской котловины. Поставленные перед исследованием цели были достигнуты в результате оценки мощности четвертичных отложений и положения поверхности кристаллических пород, выявления особенностей строения отдельных аккумулятивных форм рельефа, включая обследование элементов залегания гляциоструктур, выявления

петрографического состава крупнообломочной фракции ледниковых отложений и подробного морфометрического анализа рельефа территории.

2. МЕТОДЫ

В исследовании был применен комплекс морфометрических, геологических, структурных и петрографических методов. Для определения характера рельефа аккумулятивных образований возвышенности в районе работ на ключевом участке Чавангских и Ондомозерских Кейв размером 32×17 км производилось морфометрическое исследование. В полевых условиях с помощью рейки, визира с уровнем, геологического компаса и GPS, определялись длина, высота, крутизна склонов,

ширина и ориентировка гребней гряд. Эти данные использовались для построения гипсометрических профилей отдельных форм и проверки морфометрических показателей, определенных в камеральных условиях. Так, с использованием ЦМР ArcticDEM разрешением 2 м (Porter et al., 2018) и крупномасштабных топографических карт на площадках 1×1 км определялось количество отдельных вершин, средняя высота склона и средняя длина склона. По показателям средней высоты и длины склонов для площадки 1×1 км были вычислены средняя крутизна склонов и коэффициент вертикального расчленения рельефа (отношение крутизны склона к его высоте) (Кайрюкштис и др., 1983). По этим показателям в программе Surfer 13 для ключевого участка были построены морфометрические схемы (доп. материал 1). Анализ морфометрических схем и показателей позволил классифицировать рельеф на три основные группы. В каждой из групп было выделено от 1 до 7 подгрупп со сходными морфометрическими характеристиками (табл. 1).

Морфометрический метод позволил отличить положительные аккумулятивные формы ледникового генезиса от форм, связанных с выступами коренных пород. Последние характеризуются большей средней длиной, незначительной средней крутизной склонов, низкой холмистостью и коэффициентом вертикального расчленения не более 0.2 (доп. материалы 1). Необходимость разделения форм рельефа кристаллического фундамента и аккумулятивных образований в условиях Кольского региона обусловлена тем, что отдельные положительные формы, связанные с выступами коренных пород, могут быть приняты за краевые ледниковые образования или ледниковый линейно ориентированный рельеф (Гросвальд, 2009). Косвенно морфометрические показатели показывают интенсивность воздействия ледникового покрова на рыхлые породы ложа, сопровождающееся формированием холмистого и грядово-холмистого моренного рельефа (Кайрюкштис и др., 1983; Вашков и др., 2024). Также морфометрические характеристики могут указывать на длительность и интенсивность преобразования ледникового рельефа склоновыми, эоловыми и флювиальными процессами (Матвеев и др., 1983, Кайрюкштис и др., 1983).

Геологические методы заключались в непосредственном изучении ледниковых и водно-ледниковых отложений, которые были вскрыты в 5 естественных обнажениях и 11 шурфах. Проводилось описание, фотографирование разрезов, определение структуры, текстуры и цвета отложений (при помощи колориметрической системы *Munsell Soil Color Charts*). Гранулометрический анализ

проводился с помощью набора стандартных сит диаметром 0.025–0.05–0.1–0.25–0.5–1–2–10 мм на просеивающей вибрационной машине Retch AS300 Control (доп. материалы 2). Данные гранулометрического анализа использовались при литологическом описании геологических разрезов в данной работе. Геологические данные, совместно с определенными ранее морфометрическими характеристиками рельефа, легли в основу структурно-геоморфологической схемы района работ. При составлении этой схемы в первую очередь учитывались авторские материалы по непосредственно обследованным формам рельефа. Для большей части территории, показанной на схеме, были использованы геолого-геоморфологические данные из фондовых материалов (Леонтьева, Ханькова, 1949; Селивановская, Маркитахина, 1964; Карта ..., 1989; Геологическая ..., 2012; Niemelja et al., 1993), а также из научных публикаций (Введенский, 1934; Лаврова, 1960; Lunkka et al., 2018; Mergelov et al., 2024). Отдельные формы рельефа (например, друмлины, озы, холмистый моренный рельеф) на структурно-геоморфологической схеме были выделены по результатам дешифрирования космо- и аэрофотоснимков, а также ЦМР, согласно методикам (Hätterstrand et al., 2007; Boyes et al., 2021b). Характеристика геологического строения дочетвертичной поверхности производилась по опубликованным и фондовым материалам (Геологическая ..., 1980; Балаганский и др., 1998; Геологическая ..., 2001; Ремизова, 2007).

Для определения направлений давления льда при формировании гляциодислокаций и гляциоструктур, направлений переноса крупнообломочного материала покровными ледниками и направлений стока талых ледниковых вод использовались структурный и петрографический методы. Структурный метод заключался в определении характера слоистости и ориентировки разнородных включений (слоежков, линз, блоков) и длинных осей галек и валунов в ледниковых отложениях. Направления и углы падения сланцеватости, границы слоежков и линз (например, песков) в моренах измерялись при помощи горного компаса (Аболтиньш, 1989; Benn, 2013). Также в моренах с целью реконструкции направления давления ледника производились замеры элементов залегания длинных осей галек, дополнительно также определялись форма обломков и степень их окатанности (Benn, 2013). В ходе этих работ выполнялось по 25–50 замеров азимутов и углов падения плоскостных элементов (например, сланцеватости) и длинных осей галек. При исследовании складчатых и сложных надвиговых гляциодислокаций определялась ориентировка плоскостей надвигов, сдвигов, сбросов, крыльев

Таблица 1. Морфометрические характеристики рельефа Ондомозерских и Чавангских Кейв и прилегающих территорий**Table 1.** Morphometric characteristics of the relief of Ondomozero and Chavanga Keiva and adjacent territories

Участки рельефа	Морфометрические характеристики рельефа				
	I*	II	III	IV	V
1. Возвышенности, связанные с поднятиями дочетвертичной поверхности					
1a. Средние и крупные холмы	300–750	8–30	1.5–2.9	0–2	0.01–0.19
2. Структурно обусловленный равнинный рельеф с аккумулятивными формами					
2a. Плоские структурные равнины (заболоченные)	400–850	0–8	0–1.2	0	0.00–0.15
2b. Моренные равнины с мощностью четвертичных отложений менее 2 м	150–450	2–8	0.8–3.0	0–2	0.10–0.40
2c. Моренная равнина	100–250	3–5	1.2–2.9	1–3	0.40–0.58
2d. Холмистая морена	40–80	3–5	3.6–7.1	12–16	1.20–1.42
2e. Моренная равнина с друмлинами	60–100	4–6	3.4–5.7	4–8	0.85–0.95
2f. Лимногляциальные равнины	150–300	1–5	0.2–1.9	0–2	0.20–0.38
2g. Флювиогляциальные формы равнины: озы, дельты, конуса выноса	70–120	4–14	4.1–12.1	5–18	0.81–1.42
3. Рельеф ледниковой аккумулятивной возвышенности					
3a. Грядово-увалистый рельеф	60–120	12–24	7.8–11.3	8–12	0.47–0.65
3b. Параллельно-грядовый рельеф	30–60	4–10	7.6–9.5	12–18	0.95–1.90
3c. Холмисто-грядовый рельеф нижнего яруса	80–140	6–12	4.9–8.5	10–16	0.71–0.82
3d. Холмисто-западинный рельеф	40–80	3–6	3.4–8.5	22–34	1.13–1.41
3e. Холмистый рельеф камов	50–110	6–14	6.8–9.5	18–28	0.67–1.13
3f. Грядово-ложбинный рельеф дельт и конусов выноса**	40–60	6–10	8.5–9.4	14–22	0.78–1.06

Примечание. * – I – средняя протяженность склонов (м); II – средняя высота склонов (м); III – средняя крутизна склонов (градусы); IV – число холмов на 1 км² (количество); V – коэффициент вертикального расчленения (I – средняя длина склонов (м); II – средняя высота склонов (м); III – средняя крутизна склонов (градусы); IV – количество холмов на 1 км² (количество); V – коэффициент вертикального расчленения). ** – Участок рельефа 3f выделен только в восточной части Ондомозерских Кейв, вне ключевого участка морфометрических исследований.

Note. * – I – average length of slopes (m); II – average height of slopes (m); III – average steepness of slopes (degrees); IV – number of hills per 1 km² (quantity); V – coefficient of vertical dissection (I – average length of slopes (m); II – average height of slopes (m); III – average steepness of slopes (degrees); IV – number of hills per 1 km² (quantity); V – coefficient of vertical dissection). ** – The 3f relief area is only allocated in the eastern part of the Ondomozerskiye Keivy, outside the key area of morphometric research.

и шарниров складок (Аболтиньш, 1989; Aber, Ber, 2007). Обработка замеров проводилась при помощи программы OpenStereo 0.1.2. Структурные диаграммы строились на нижней полусфере равноплощадной сетки Шмидта. Реконструкция направления давления ледника опиралась на положение максимума ориентировки полюсов плоскостей сланцеватости в основной морене (Аболтиньш, 1989), либо на ориентировку падения крыльев

гляциоскладок или плоскостей надвигов (Aber, Ber, 2007). Полученные результаты проверялись данными по анализу ориентировки длинных осей галек. Основному направлению падения сланцеватости обычно соответствует один или пара максимумов ориентировки длинных осей гальки. В случае сжатия материала на диаграммах линейных элементов появляется один или пара дополнительных максимумов, которые отличаются на 75–90°

от направления давления льда (Аболтиньш, 1989; Benn, 2013). Для абляционных морен проводились замеры ориентировки длинных осей галек и валунов. Обычно для таких морен характерно отсутствие закономерностей в ориентировке длинных осей обломков (Аболтиньш, 1989). Однако в случае перемещения грязекаменного материала в одном направлении для флю-тиллоу может фиксироваться один слабо выраженный максимум ориентировки длинных осей гальки (Benn, Evans, 2010).

Для уточнения направления перемещения ледника проводился петрографический анализ обломочного материала морен. В разрезах и шурфах отбирались пробы морены весом 14–20 кг, из которых при помощи промывки на ситах выделялась галечная (10–100 мм) и крупногравийная (5–10 мм) фракции. Гальки и гравий при помощи стереоскопического микроскопа (бинокля) были разделены на группы пород. Из каждой группы отбирались наиболее характерные образцы, из которых затем изготавливались петрографические шлифы. Выделенные группы сопоставлялись с картой коренных пород непосредственно района работ и всего Кольского региона для определения направления перемещения материала (Леонтьева, Ханькова, 1949; Селивановская, Маркитахина, 1964; Геологическая ..., 2001; Ремизова, 2007).

3. ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА РАБОТ

Терские Кейвы представляют собой несколько грядообразных возвышенностей, которые протягиваются на расстояние свыше 300 км в виде дуги, в целом повторяющей конфигурацию современного Терского Берега Кольского п-ова. Севернее р. Поной Кейвы имеют субмеридиональную ориентировку (А на рис. 1). От р. Поной до р. Чапома они тянутся в ЮЗ направлении практически непрерывно и носят здесь название Дальние Кейвы (В на рис. 1). Около 7.5 км севернее юго-западного окончания Дальних Кейв прослеживается западная ветвь Кейв, которая (с востока на запад) имеет собственные названия: Ондомозерских, Чаваньгских и Бабозерских Кейв (С, D на рис. 1). В отдельных публикациях полоса возвышенностей (А–D на рис. 1) имеет название Кейва II, в то время как Кейвой I назван комплекс ледникового рельефа вдоль Терского берега Белого моря (Hätterstrand et al., 2007; Lunkka et al., 2018; Boyes et al., 2021a, 2021b).

Рассматриваемые в данной работе Чаваньгские и Ондомозерские Кейвы представляют собой единую грядообразную возвышенность, расположенную в южной части Кольского п-ова на расстоянии 28–32 км от современного Терского берега Белого моря (рис. 1). Западная часть возвышенности (Чаваньгские Кейвы) длиной около 21 км,

шириной до 3.7 км. Восточная часть (Ондомозерские Кейвы, условная западная граница южнее Тетринской губы Верхнего Ондомозера) длиной около 31 км, в районе оз. Верхнее Ондомозеро шириной 0.4–1.3 км, далее к востоку расширяется до 2.4 км. С запада возвышенность ограничена долиной р. Чаваньга, а с востока — долиной р. Чапома. Максимальные отметки высот возвышенности возрастают от 209.4 м в западной до 215.8 м над у.м. в центральной и до 221 м над у.м. в восточной части. Северное подножье возвышенности расположено на отметках 158–165 м над у.м., южное на 135–170 м над у.м.

Севернее возвышенности расположена холмистая равнина с обширными плоскими понижениями. Понижения заняты крупными, но относительно мелкими (в среднем 3–5 м) озерами Нижнее, Среднее и Верхнее Ондомозеро, Мелкое и Чёрное, а также болотными массивами. Между понижениями расположены пологие средние и крупные холмы со склонами высотой до 20 м и максимальными отметками от 175–190 до 240–255 м над у.м. (увеличиваются с юга на север). К северу от возвышенности отмечаются многочисленные выходы на поверхность кристаллических пород. Мощность четвертичных отложений здесь минимальная, в среднем 0.5–2 м. Южнее расположена равнина с пологим уклоном к югу, абсолютные отметки которой не превышают 167 м над у.м. Поверхность этой равнины осложняется мелкими и средними холмами и грядами, а также небольшими депрессиями с котловинами озёр (наибольшее — оз. Жилино). Выходы на поверхность кристаллических пород тут редки, встречаются в основном в долинах рек глубиной более 20 м. Оценочная мощность четвертичных отложений в среднем здесь составляет 20–40 м. Ондомозерские Кейвы пересекает долина р. Стрельны, которая размывает здесь рыхлые породы до кристаллического фундамента. Кровля поверхности фундамента здесь не ровная, находится на отметках 100–140 м над у.м. Оценочная мощность четвертичных отложений в пределах возвышенности, таким образом, составляет 70–110 м.

Западная часть возвышенности (Чаваньгские Кейвы) расположена в области широкого развития плагиогранитов, диоритов и гнейсов по ним комплекса основания (Геологическая ..., 2001; Ремизова, 2007). Кристаллический фундамент в районе Ондомозерских Кейв представлен в основном гнейсами и амфиболитами Сергозерской толщи (Геологическая ..., 2001) (рис. 2).

В 6–9 км севернее возвышенности массив плагиогранитов рассекают крупные тела измененных габбро, габбро-норитов ондомозерского

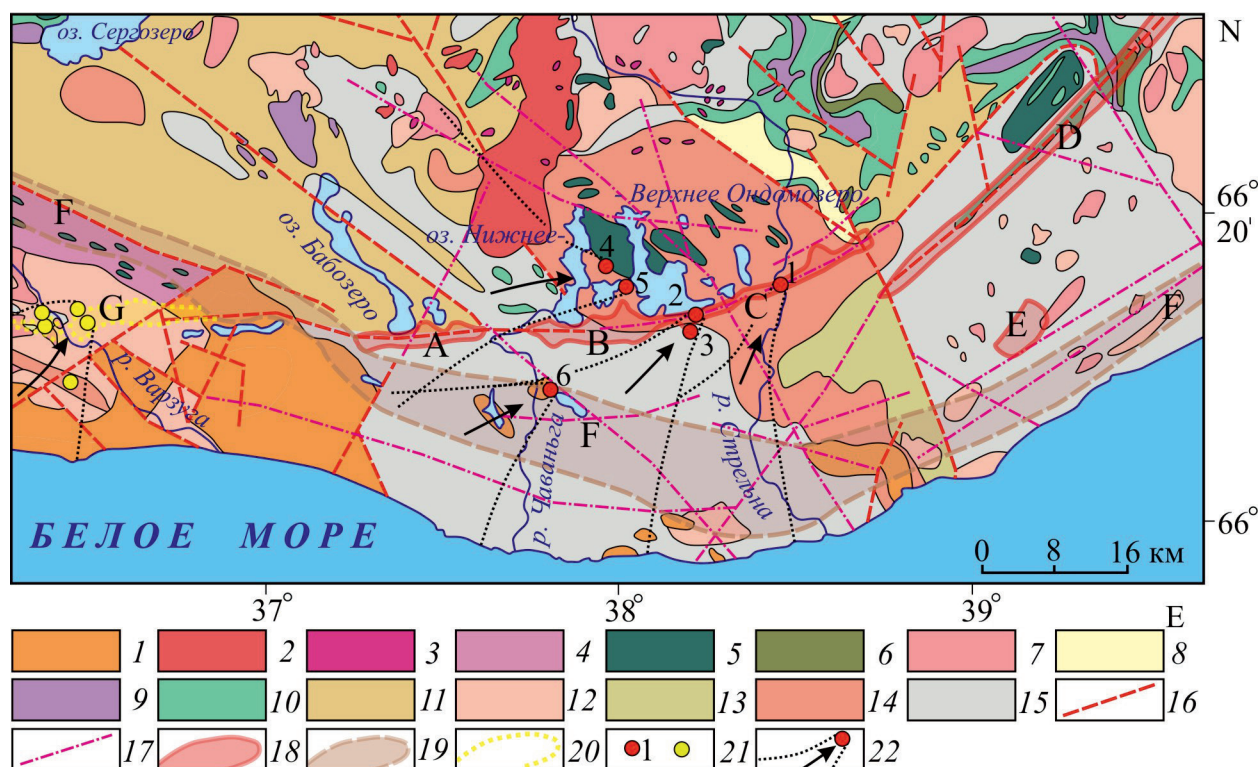


Рис. 2. Схема строения дочетвертичной поверхности южной части Кольского п-ова (по Геологическая ..., 2001): 1 – песчаники, аргиллиты, конгломераты терской свиты; 2 – граниты, гранодиориты, пегматиты Стрельнинского массива; 3 – перидотиты, пироксениты Стрельнинского комплекса; 4 – риолиты, порфиры западносерговской толщи; 5 – перидотиты, габбронориты, пироксениты Ондомозерского комплекса; 6 – габбро-амфиболиты Терского комплекса; 7 – лейкограниты, гранодиориты Варзинского комплекса; 8 – слюдяные парагнейсы и сланцы высокоземельской свиты; 9 – кислые и средние метавулканиды и гнейсы лебяжинской свиты; 10 – основные и кислые метавулканиды полмос и пялочной свиты; 11 – слюдяные граниты, парагнейсы и биотитовые сланцы песчаноозерской свиты; 12 – гранодиориты, плагиограниты Терского комплекса; 13 – слюдяные гнейсы с силлиманитом и кyanитом чапомской толщи; 14 – гнейсы, амфиболиты сергозерской толщи; 15 – плагиограниты, диориты и гнейсы Комплекса основания; 16 – разломы (по Геологическая..., 2001; Ремизова, 2007); 17 – разломы (по Геологическая..., 1980); 18 – положение аккумулятивных возвышенностей (Кейвы: А – Бабозерские, В – Чавангские, С – Ондомозерские, D – Дальние, E – Паргамеевские); 19 – положение холмистого и грядового ледникового рельефа (F); 20 – положение систем озовых гряд (G); 21 – пункты исследования петрографического состава ледниковых отложений (номера красных пунктов соответствуют (на рис. 3–5, табл. 2): 1 – А, 2 – В, 3 – I, 4 – М, 5 – О, 6 – R. Желтые пункты из (Носова, Вашков, 2021); 22 – направления и секторы сноса крупнообломочного материала покровным ледником.

Fig. 2. Scheme of the structure of the pre-Quaternary surface of the southern part of the Kola Peninsula (using Geologicheskaya, 2001): 1 – sandstones, argillites, conglomerates of the Terskaya Formation; 2 – granites, granodiorites, pegmatites of the Strelina Massif; 3 – peridotites, pyroxenites of the Strelina Complex; 4 – rhyolites, porphyries of the West-Sergovskaya Unit; 5 – peridotites, gabbro-norites, pyroxenites of the Ondomozero Complex; 6 – gabbro-amphibolites of the Tersky Complex; 7 – leucogranites, granodiorites of the Varzina Complex; 8 – mica paragneisses and schists of the Vysokozemelskaya Formation; 9 – acid and intermediate metavolcanics and gneisses of the Lebyzhinskaya Formation; 10 – basic and acid metavolcanics of the Polmos and Pyalochna Formations; 11 – mica granites, paragneisses and biotite schists of the Peschanoozerskaya Formation; 12 – granodiorites, plagiogranites of the Tersky Complex; 13 – mica gneisses with sillimanite and kyanite of the Chapoma Unit; 14 – gneisses, amphibolites of the Sergozero Unit; 15 – plagiogranites, diorites and gneisses of the basement complex; 16 – faults (using Geologicheskaya, 2001; Remizova, 2007); 17 – faults (using Geologicheskaya, 1980); 18 – locations of accumulative uplands (Keyvy: A – Babozero, B – Chavanga, C – Ondomozero, D – Dalnie, E – Pargameevskie); 19 – location of hummocky and ridge glacial relief (F); 20 – location of esker ridge systems (G); 21 – study points of the petrographic composition of glacial deposits (the numbers of the red points correspond to (in fig. 3–5, tabl. 2): 1 – A, 2 – B, 3 – I, 4 – M, 5 – O, 6 – R. Yellow points from (Nosova, Vashkov, 2021); 22 – directions and sectors of removal of coarse-grained material by the ice sheet.

комплекса. К 3 и СЗ от Чавангских Кейв поверхность кристаллического фундамента сложена биотитовыми гнейсами и гнейсо-сланцами серговского

комплекса и песчаноозерской свиты, иногда с прослоями амфиболитов. В 9–15 км С и СЗ возвышенностей развиты интрузии гранитов стрельнинского

комплекса и комплекса мигматит-гранитов. В 10–25 км южнее и юго-западнее возвышенности находится обширная площадь распространения отложений терской свиты, которые представлены конгломератами и песчаниками (преимущественно красноцветными). Породы кристаллического фундамента пересекаются достоверными и предполагаемыми разломами субмеридиональной и субширотной ориентировки (рис. 2). Часть из этих разломов разделяет блоки кристаллического фундамента с различным строением (Балаганский и др., 1998; Геологическая ..., 2001; Ремизова, 2007). Отмечается совпадение простираения возвышенности с разломами южнее озер Бабозеро, Нижнее и Верхнее Ондомозеро. Такое же совпадение простираения возвышенности и разлома характерно и для Дальних Кейв (рис. 2).

4. РЕЗУЛЬТАТЫ

4.1. Классификация и характеристика рельефа

На основе морфометрических показателей и геологического строения форм в районе работ были установлены три группы рельефа: (1) возвышенности, связанные с поднятиями кристаллического фундамента, (2) структурно обусловленный равнинный рельеф с отдельными аккумулятивными формами и (3) ледниковая аккумулятивная возвышенность (табл. 1). К первой группе относятся средние и крупные холмы, которые расположены преимущественно в северной части района работ. Их диаметр от 600 м, относительная высота от 8 м, абсолютные отметки подножий склонов составляют 170–185 м над у. м. Вершины холмов достигают отметок 190–256 м над у. м. На морфометрических схемах эта группа рельефа характеризуется наибольшей средней протяженностью и высотой склонов, а также коэффициентом вертикального расчленения не более 0.19 (табл. 1).

Ко второй группе отнесен равнинный рельеф к северу и югу от Чаваньгских и Ондомозерских Кейв. Севернее распространены в основном плоские структурные равнины (2а), занятые обширными болотными массивами, и моренные равнины с мощностью четвертичных отложений менее 2 м (2б). Для первой подгруппы характерно отсутствие отдельных вершин и, как следствие, минимальная крутизна склонов и коэффициент вертикального расчленения не более 0.15. В подгруппе 2б длина склонов меньше, средняя крутизна склонов может достигать 3°, а коэффициент вертикального расчленения доходить до 0.4. Южнее возвышенности развита в основном моренная равнина (2с), мощность ледниковых отложений в пределах которой в основном превышает 2–5 м. На ее поверхности присутствуют отдельные моренные

холмы и небольшие гряды, для которых характерна меньшая средняя длина склонов, меньшая высота и большая средняя крутизна. Максимальное число вершин на 1 км² достигает 16–18 шт в пределах развития холмистой морены и водно-ледниковых отложений озов, конусов выноса и дельт. Для этих же участков характерны максимальные значения коэффициента вертикального расчленения (до 1.42). Участки, которые сопоставляются с областями развития озерно-ледниковых отложений на геологической карте (Селивановская, Маркитахина, 1964), отличаются минимальной высотой и средней крутизной склонов, почти без отдельных вершин (2ф).

Рельеф ледниковой аккумулятивной возвышенности развит в центральной части района работ в виде полосы шириной от 0.4 до 3.7 км. Рельеф возвышенности имеет два отчетливых яруса. Верхний с отметками свыше 192 м над у. м. для Ондомозерских и свыше 185 м над у. м. для Чаваньгских Кейв. Нижний ярус начинается от подножья возвышенностей, которое составляет 158–165 м для северного склона и 150–170 м для южного (в западной части Чаваньгских Кейв до отметок около 135 м над у. м.). На верхнем ярусе возвышенности расположен грядово-увалистый рельеф (3а). Он характеризуется наибольшей средней высотой и крутизной склонов в районе работ, а также небольшим количеством вершин на 1 км² и коэффициентом вертикального расчленения до 0.65 (табл. 1). Типичные формы рельефа этой подгруппы представлены выпуклыми холмами высотой до 20 м, диаметром до 0.15 км, а также холмами с платообразными вершинами диаметром до 0.24 км. Платообразные холмы иногда окружены небольшими грядами высотой до 5 м. От остальной части возвышенности грядово-увалистый рельеф отделен уступом с отчетливыми бровкой и тыловым швом, с максимальной крутизной до 32° и высотой до 28 м. Наиболее высокий и крутой участок уступа характерен для южных склонов возвышенности.

Севернее грядово-увалистого рельефа, на нижнем ярусе возвышенности (отметки до 196 м над у. м.) распространен параллельно-грядовый рельеф (3б). Он развит в виде узкой протяженной полосы только в пределах Ондомозерских Кейв и представлен сочетанием субпараллельных слабоизвилистых гряд (до 8 штук) высотой до 20 м (в основном — до 8–10 м). Гряды ориентированы параллельно простираению возвышенности, разделены замкнутыми межгрядовыми ложбинами, в основном с V-образным профилем. Эта подгруппа характеризуется относительно высокой средней крутизной склонов (наибольшая крутизна отмечается у северных склонов, обращенных к котловинам современных

озер), а коэффициент вертикального расчленения может превышать 1.4.

Холмисто-грядовый рельеф (3с) развит на южном склоне и нижнем ярусе возвышенности (до 185–196 м над у. м.). Он представлен овальными в плане холмами и короткими грядами (отношение длины к ширине до 2.5:1) высотой до 10 м. На отдельных участках гряды и холмы образуют скопления в виде массивов, иногда стоящих отдельно от возвышенности, вблизи южного склона. На морфометрических схемах этой подгруппе характерна относительно высокая холмистость, а коэффициент вертикального расчленения не превышает 0.82.

Холмисто-западинный рельеф (3d) развит преимущественно в пределах Чаваньгских Кейв, на верхнем ярусе рельефа, где он осложняет участки грядово-увалистого рельефа и холмистого рельефа камов (3е). Холмисто-западинный и холмистый рельеф камов имеют схожие морфометрические характеристики: наличие многочисленных (до 22 шт. на 1 км²) замкнутых котловин, глубина которых может достигать 35 м (обычно до 3–6 м), а также максимальное количество отдельных вершин (до 34 шт. на 1 км²). Холмистый рельеф камов представлен как сочетанием небольших холмов диаметром до 70 м в пределах камовых массивов, так и отдельных крупных холмов диаметром до 220 м, которые чаще распространены на Ондомозерских Кейвах (табл. 1). Большую площадь рельеф камов занимает на Чаваньгских Кейвах, где он надстраивает гребневую часть возвышенности, замещая остальные подгруппы рельефа.

Грядово-ложбинный рельеф водноледниковых дельт и конусов выноса (3f) выделен только в восточной части Ондомозерских Кейв. Он локализуется на двух крупных участках длиной (по фронту возвышенности) 3.4–3.7 км и до 2.5 км в ширину. По своим морфометрическим показателям эта группа подобна рельефу водноледникового происхождения (3b, е).

Результаты морфометрического исследования отражены на гляциоморфологической схеме возвышенности (рис. 3).

4.2. Геологическое строение возвышенности

На территории Ондомозерских и Чаваньгских Кейв на сегодня отсутствуют буровые скважины, карьеры и прочие искусственные горные выработки. Данные о глубинном геологическом строении четвертичных отложений возвышенностей весьма ограничены. Наличие информации о выходах коренных пород на земную поверхность позволяет оценить общую мощность четвертичных отложений возвышенности в пределах 40–90 м с отдельными максимальными отметками свыше

110 м. На территории прилегающей с юга равнины, мощность четвертичных отложений достаточно неоднородна и изменяется в пределах 5–60 м. Выходы пород кристаллического фундамента тут крайне редки и приурочены в основном к долинам рек. В пределах равнины севернее возвышенности мощность четвертичных отложений оценивается в 0–5 м; выходы пород кристаллического фундамента встречаются здесь повсеместно.

В ходе проведенных работ глубинное строение четвертичных отложений возвышенности было изучено в долине р. Стрельны. Долина здесь пересекает Ондомозерские Кейвы вкост их простираения (А на рис. 3; 66°21'45.3" N, 38°36'26.8" E). Кровля разреза расположена на отметке 140 м над у. м., в то время как высота гребня возвышенности западнее и восточнее долины достигает отметок свыше 180 м над у. м. Здесь над кристаллическими породами, которые вскрыты выше уреза воды в реке на отметке около 102 м над у. м., сверху вниз обнаружены пять пачек отложений (А на рис. 4).

1. Песок мелкозернистый (м. з.), желто-коричневый, с прослоями песка м. з., коричневого и песка разномзернистого (р. з.), в основном крупнозернистого (к. з.) светло-коричнево-серого. В виде отдельных прослоев толщиной до 2 см встречается песок м. з. и тонкозернистый (т. з.), глинистый, коричневого цвета. В интервале 1.7–3.0 м от поверхности в песках встречаются линзы — блоки диамиктона красновато-коричневого (аналогичного пачке 2, см. ниже) толщиной до 0.15 м и длиной до 0.5 м. Диамиктон в блоках иногда залегает вместе с глинистыми песками. Залегание блоков отмечается в форме будин, сформированных при разрыве единого слоя. Кроме этого, в пачке отмечаются разрывные нарушения с амплитудой смещения до 0.15 м. Плоскости сместителей падают по азимуту 45° под углом около 35°. Мощность пачки — 4 м.

2. Диамиктон пестрой окраски, преимущественно красновато-коричневый и коричневый. В составе преобладают пески м. з. и с. з., а также крупногалечная и валунная фракции. Крупные обломки в основном средней степени окатанности. Содержание глинистых частиц в диамиктоне в основном не более 10%. В отдельных фрагментах пачки оно превышает 30%. Отмечаются линзы песков р. з., в основном к. з., с редким гравием, толщиной до 12 см и длиной до 0.3 м. Линзы сложной, извилистой формы, имеют общий уклон в юго-западных румбах. Диамиктон уплотненный, слабо сцементированный окислами железа. Мощность пачки диамиктона — 2.0 м.

3. Переслаивание алевроита темно-желто-коричневого с песками т. з. коричневым и песками м. з. бледно-коричневыми. Слоистость в пачке

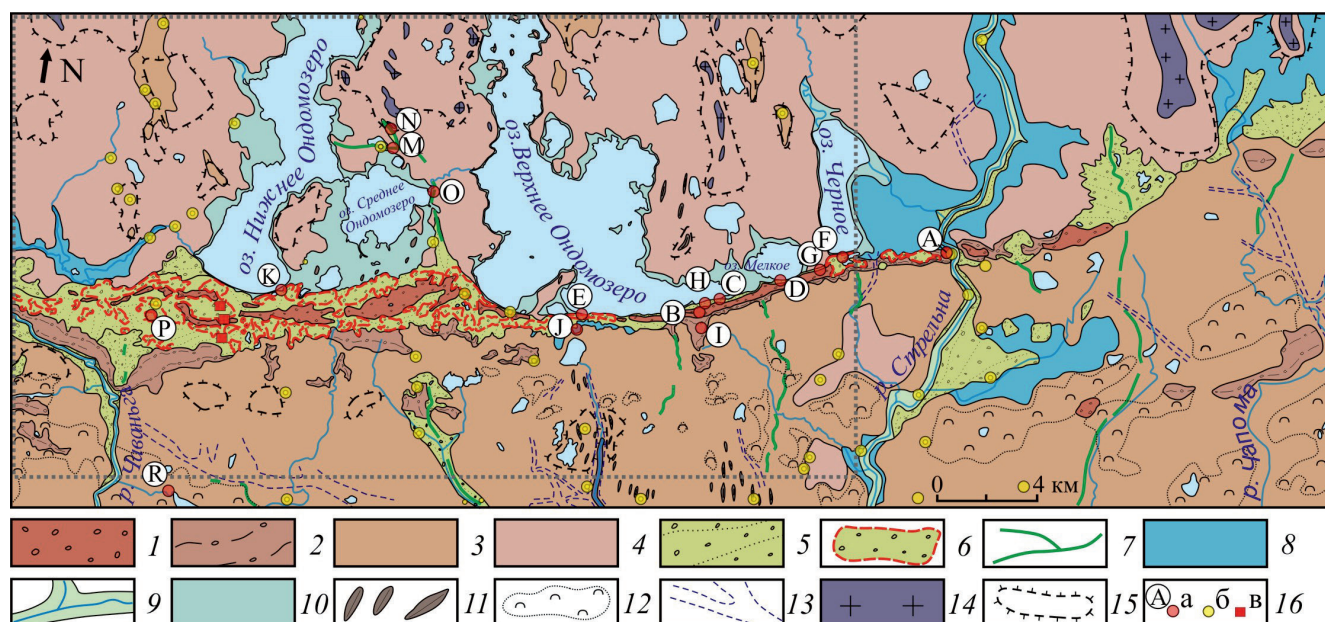


Рис. 3. Гляциоморфологическая схема возвышенности Чаванские и Ондозерские Кейвы. Ключевой участок морфометрических исследований показан прямоугольником с точечной границей: 1 – грядово-увалистый рельеф, связанный со складчато-надвиговыми гляциодислокациями (3а в табл. 1); 2 – холмисто-грядовый рельеф напорных и насыпных морен (3с); 3 – моренная равнина (2с); 4 – то же, с мощностью ледниковых отложений менее 2 м (2а, 2б); 5 – формы водно-ледникового происхождения (2г, 3б, 3д, 3ф); 6 – холмистый рельеф камов (3е); 7 – озы (2г, 3б); 8 – лимно-гляциальные равнины (2ф); 9 – речные долины; 10 – озерные террасы; 11 – моренные равнины с друмлинами (2е); 12 – холмистые морены (2д); 13 – ложбины стока талых вод; 14 – выходы подстилающих пород; 15 – поднятия, связанные с выступами дочетвертичной поверхности (1а); 16 – пункты исследования отложений (а – рассмотренные в данной статье и их обозначения, б – из (Селивановская, Маркитахина, 1964), в – из (Mergelov et al., 2024)).

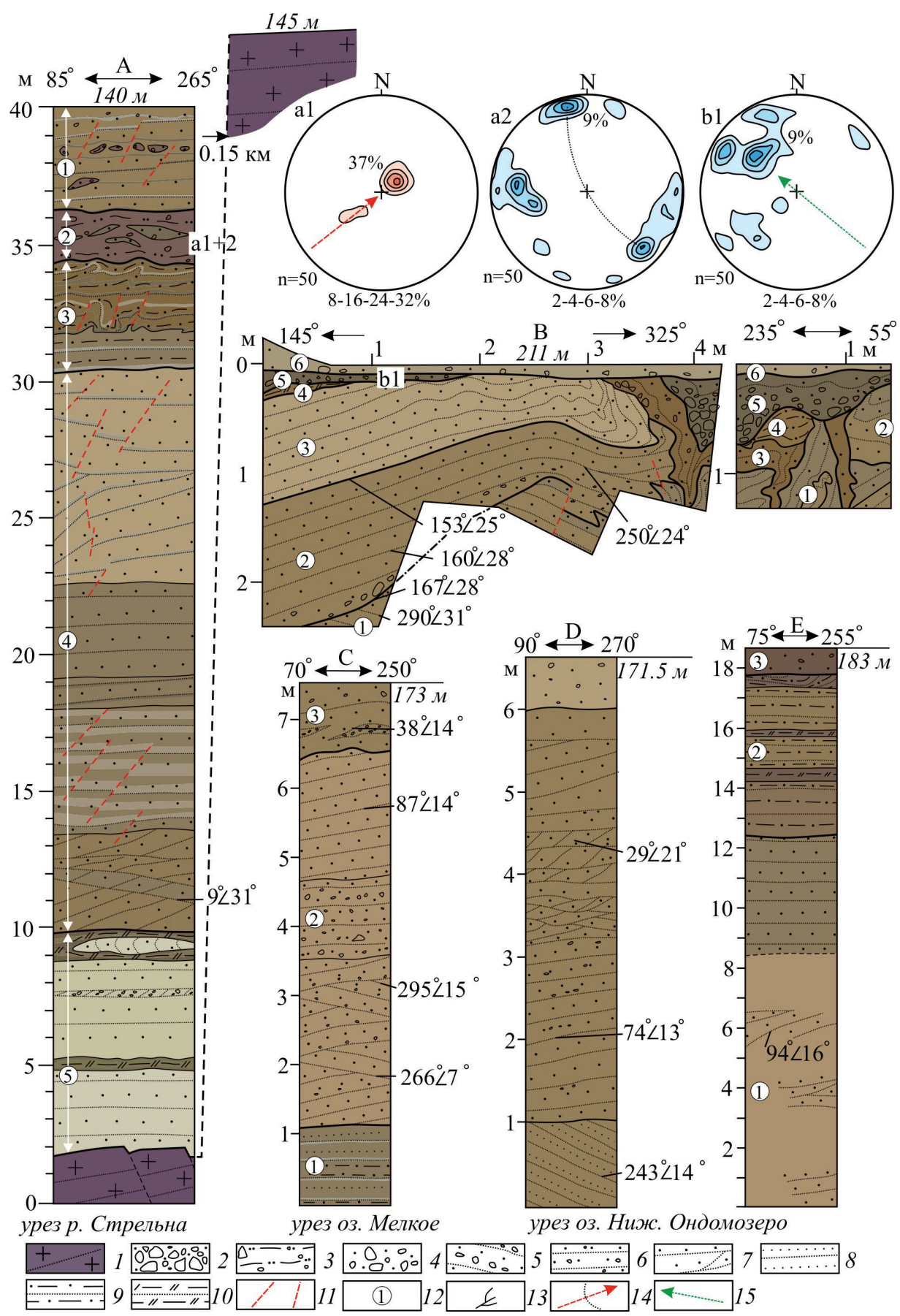
Fig. 3. Glaciomorphological scheme of the Chavanga and Ondozero Keivy Uplands. The key area for morphometric studies is shown as a rectangle with a dotted border: 1 – ridge-plateau hill relief associated with fold-and-thrust glaciodislocations (3a in table 1); 2 – hummocky-ridge relief of push and damp moraines (3c); 3 – moraine plain (2c); 4 – the same, with a thickness of glacial deposits less than 2 m (2a, 2b); 5 – glaciofluvial forms (2g, 3b, 3d, 3f); 6 – hummocky relief of kames (3e); 7 – eskers (2g, 3b); 8 – glaciolacustrine plains (2f); 9 – river valleys; 10 – lake terraces; 11 – moraine plains with drumlins (2e); 12 – hummocky moraines (2d); 13 – meltwater channels; 14 – bedrock outcrops; 15 – uplands associated with bedrock (1a); 16 – study points (a – discussed in this article and their designations, б – according to (Selivanovskaya, Markitakhina, 1964), в – (Mergelov et al., 2024)).

волнистая, линзовидная, форма отдельных линз извилистая с изменением толщины линз на изгибах. В интервале 1.4–2.4 м отмечаются деформации, проявляющиеся в виде трапециевидных складок и клинообразных структур, иногда отмечаются текстуры затягивания нижележащих осадков. Пачка нарушена сколами с падением сместителей по азимутам около 55° и под углами 50–65°. Мощность пачки – 3.8 м.

4. Пески м.з. и с.з., светло-желто-коричневые, коричневые, однородные, слоистые. Слоистость субгоризонтальная, выражена на счет прослоев песков т.з., коричневых, однородных, встречающихся в виде прослоя толщиной 1.1 м в интервале 11.3–12.4 м от кровли пачки, а также в виде тонких прослоев в интервале 12.4–17.1 м. В интервале 3.8 м выше подошвы пачки слоистость выражена за счет прослоев песков к.з., перекрестная, косая,

с падением прослоев в линзах по азимуту 9° под углом 31°. Также отдельные прослои песков с.з. с примесью песков к.з. и с редким гравием встречаются вблизи кровли пачки. В интервалах пачки 0–8 и 12.4–18 м от кровли встречаются разрывные нарушения с амплитудой смещения до 0.2 м. Сместители падают в основном по азимуту 20–30° под углами 50–60°. Мощность пачки – 20.9 м.

5. Переслаивание песков м.з., светло-желто-коричневых, оливково-коричневых с алевритом оливково-коричневым и алевритом желто-коричневым опесчаненным. Слоистость в пачке в целом субгоризонтальная, но отличается в разных интервалах. Так, в интервале до 1 м от кровли пачки отмечается наличие крупной линзы песков р.з., в основном к.з., светло-желто-коричневых. Эти пески в линзе, в свою очередь, переслаиваются с тонкими прослоями (до 1 см) алевритов глинистых и песков



серых, м. з. Слоистость в этой линзе образует выраженную лежачую складку с шарниром, ориентированным по направлению 50–230°. В интервале пачки 4.65–5.0 м от кровли прослой алеврита глинистого с волнистой слоистостью и тонкими прослоями, покрашенными гидроокислами железа в темно-желто-коричневый цвет. В песках м. з. в интервале 1.0–4.65 м от кровли слоистость субгоризонтальная, волнистая. В интервале 2.6 м выше подошвы выражен прослой песков к. з., светло-желто-коричневых, с редкими зернами гравия и единичной галькой. За счет гидроокислов железа окраска слоя пятнистая. Мощность пачки — 7.6 м.

Отложения в данном разрезе залегают непосредственно на кристаллических породах (гранодиориты, гранитогнейсы), которые залегают здесь на отметке около 102 м над у. м. В 0.15 км к СЗ от разреза, в борту долины р. Стрельны кристаллические породы в виде скальных уступов обнажаются на отметках не менее 145 м над у. м. Таким образом, перепад дочетвертичной поверхности в районе изученного разреза достигает не менее 45 м (А на рис. 4).

Строение грядово-увалистого рельефа верхнего высотного яруса возвышенности было изучено в шурфе длиной 4 м, шириной до 2 м и глубиной до 2.4 м, который вскрывает строение холма с плоской вершиной на абс. отметке 211 м над у. м. (В на рис. 3; 66°20'28.6" N, 38°23'25.7" E). Снизу вверх здесь были вскрыты (В на рис. 4):

1. Дислоцированная пачка песков желто-коричневых, р. з., преимущественно к. з., слоистых за счет прослоев песков с. з. и м. з., коричневого цвета. Песок м. з. уплотненный, с примесью песков т. з. и алевритов. Слоистость в пачке имеет падение по азимуту 290° под углом 31°. Пачка разбита взбросами с амплитудой смещения до 20 см и падением сместителя по азимуту 162° и 50°, под углами 30–68°. В северной стенке шурфа пачка

дислоцирована. В направлении к южной стенке погружается по азимуту 167° под углом 28°. Вскрытая мощность до 0.75 м.

2. Песок р. з., преимущественно к. з., желто-коричневый с красноватым оттенком, слоистый. Слоистость выражена за счет прослоев песка м. з., желто-коричневого. В интервале 0.5–0.7 м от подошвы наблюдаются примеси гравия, гальки и валунов. Слоистость косая и волнистая, в юго-восточной части шурфа падает по азимуту 160° под углом 28°. В северо-западной части шурфа падение слоистости изменяется по азимуту 250° под углом 24°. Кровля песков наклонена по азимуту 153° под углом 25°. Мощность пачки на южной стенке шурфа — до 1.4 м. На северной стенке слой практически отсутствует, встречается только в виде отдельных блоков изометричной формы.

3. Песок м. з., светло-желто-коричневый, слоистый за счет прослоев песка с. з. и песков коричневых, м. з. и т. з., уплотненных. Слоистость линзовидная, имеет падение по азимуту 166° под углом до 25°. В северной части шурфа слой дислоцирован и затянута в клинообразную структуру, с изменением характера первоначальной слоистости. Мощность слоя в южной стенке шурфа — до 0.95 м.

4. Алеврит коричневый, с прослойками песка, однородный, на отдельных участках с примесью гальки и гравия. Мощность в южной части шурфа до 0.2 м, в северной части слой разбит на блоки сложной формы, мощностью до 0.35 м.

5. Пески р. з., темно-желто-коричневые, несорттированные, с большим количеством гравия, гальки и небольших валунов, а также с примесью песков т. з. и алеврита, мощностью до 0.3 м на южной стенке и до 0.9 м в пределах клинообразных структур на северной стенке шурфа.

6. Песок светло-желто-коричневый, м. з. с редким гравием и галькой, несорттированный, без видимой слоистости, мощностью до 0.4 м в южной



Рис. 4. Строение четвертичных отложений в основных исследованных разрезах (А–Е на рис. 3): 1 – кристаллические породы; 2 – галечники с гравием и валунами; 3 – диамиктон с валунами и галькой; 4 – песок р. з., с гравием и галькой, несорттированный; 5 – песок р. з., с гравием и галькой, слоистый; 6 – песок к. з. с гравием, слоистый; 7 – песок м. з. и с. з., слоистый; 8 – песок м. з. и т. з., слоистый; 9 – алеврит с прослоями песков м. з. и т. з.; 10 – алеврит с прослоями глин; 11 – разрывные нарушения; 12 – номера слоев и пачек; 13 – растительные остатки. Диаграмма распределения полюсов сланцеватости и линз основной морены (a1), длинных осей галек основной (a2) и абляционной (b1) морены (местоположение замеров указано на рисунке): 14 – реконструкция давления ледника и плоскости сжатия материала, 15 – реконструкция течения материала. Цвет отложений аналогичен определенному в полевых условиях.

Fig. 4. The structure of Quaternary deposits in the main studied sections (A–E in fig. 3): 1 – bedrocks; 2 – pebbles with gravels and boulders; 3 – diamicton with boulders and pebbles; 4 – fine-to-coarse-grained sand, with gravels and pebbles, unsorted; 5 – fine-to-coarse-grained sand, with gravels and pebbles, bedded; 6 – coarse-grained sand with gravels, bedded; 7 – fine- and medium-grained sand, bedded; 8 – fine-grained sand, bedded; 9 – silt with interlayers of fine-grained sand; 10 – silt with interlayers of clay; 11 – faults; 12 – numbers of layers and bedsets; 13 – plant residues. Structural diagram of foliation poles and lenses of the basal till (a1), long axes of pebbles of the basal (a2) and ablation (b1) moraine (location of measurements is shown in the figure): 14 – reconstruction of glacier pressure and compression planes of the material, 15 – reconstruction of debris flow. The color of sediments is similar to that determined during fieldwork.

стенке шурфа. Эти пески слагают небольшие эоловые бугры по периметру дефляционных площадок на платообразных вершинах.

Строение параллельно-грядового рельефа возвышенности было изучено на двух расчистках абразионных уступов озер и двух шурфах (С, D, H, G на рис. 3). Так, в разрезе, вскрытом в береговом уступе оз. Мелкое ($66^{\circ}21'10.5''$ N, $38^{\circ}27'46.1''$ E) высотой 7.5 м снизу вверх вскрыты (С на рис. 4):

1. Песок р. з., в основном с. з., коричневый, уплотненный, с примесью алевроита и глины, слоистый. Слоистость горизонтальная, выражена за счет прослоев песка м. з. глинистого, серо-коричневого. Вскрытая мощность более 1 м.

2. Песок к. з., светло-коричневый, хорошо промытый, рыхлый, однородный, слоистый. Слоистость перекрестная, линзовидная, в линзах косяя. Слоистость выражена за счет прослоев и линз песка к. з. с гравием, в интервале пачки 1.9–3.0 м от кровли также с галькой и единичными хорошо окатанными валунами диаметром до 0.3 м. Падение слоистости в нижней части пачки в западных румбах под углом 7–15°, в верхней части слоя падение в восточных румбах под углом до 15°. Мощность слоя — 5.4 м.

3. Песок р. з., в основном с. з., желто-коричневый, слабо уплотненный, слоистый за счет прослоев и линз песка р. з., в основном к. з., иногда за счет линз гравия с галькой и песком к. з. Толщина линз до 10 см. Падение линз по азимуту 39° под углом 14°. В интервале 0.5 м от поверхности слоистость не проявляется, в песке р. з. отмечаются отдельные гальки и валуны. Окраска этого интервала изменена до темно-желто-коричневой. Мощность слоя 1.1 м.

Другой разрез, в береговом уступе оз. Верхнее Ондомозеро (D на рис. 3; $66^{\circ}20'45.1''$ N, $38^{\circ}24'36.4''$ E), на всю глубину расчистки (6.5 м) вскрывает пески к. з., желто-коричневые, рыхлые, хорошо промытые, слоистые. Слоистость субгоризонтальная, иногда линзовидная, в линзах косяя. Падение косой слоистости в нижней части разреза установлено по азимуту 243° под углом 14°, выше по разрезу по азимуту 74° под углом 13°. Слоистость в линзах имеет уклон по азимуту 29° под углом 21°. В интервале до 1 м ниже поверхности слоистость не прослеживается, в песках встречаются отдельные зерна гравия и единичные хорошо окатанные гальки (D на рис. 4). Подобное строение в гребневых частях гряд установлено и в шурфах глубиной до 1.4 м в пунктах G и H (G, H на рис. 5). Здесь были вскрыты пески к. з. и с. з., с отчетливой перекрестной линзовидной слоистостью. В пункте G она наклонена по азимуту 180° под углом 18°, в пункте H — по азимуту 91° под углом 9°.

Строение камового рельефа возвышенности было установлено в разрезах E, F и P (рис. 2). Так, в строении группы камовых холмов южнее котловины оз. Чёрное был изучен выпуклый холм высотой около 7 м размерами 130×90 м (F на рис. 2). В его строении были вскрыты пески р. з., в основном к. з., бледно-коричневые и желто-коричневые, промытые, слоистые за счет прослоев и линз песков р. з. с примесями гравия и гальки. Слоистость в линзах наклонена по азимуту 103° под углом 11°. Ниже по разрезу в песках к. з. встречаются прослои и линзы песков с. з., они наклонены по азимуту 33° под углом 8°.

Несколько иное строение кама вскрыто в 11 км к западу, на гребневой части возвышенности (E на рис. 3). Здесь в строении выпуклого холма размерами 0.2×0.25 км высотой до 23 м в абразионном уступе Верхнего Ондомозера ($66^{\circ}20'26.0''$ N, $38^{\circ}17'09.5''$ E) снизу вверх вскрыты три пачки отложений.

1. Песок р. з., в основном с. з., светло-коричневый, вверх по разрезу постепенно переходит к песку м. з., коричневому. В нижней части разреза с глубины 9.2 м слоистый за счет прослоев песков м. з., слабо глинистых. Слоистость наклонная, косяя, падает по азимуту 95° под углом 16°. Выше по разрезу слоистость субгоризонтальная. Вскрытая мощность пачки более 12.5 м.

2. Переслаивание алевроитов коричневых, плотных, и песков т. з. и м. з., глинистых, коричневых. Пачка с отчетливой горизонтальной слоистостью, толщина отдельных прослоев алевроитов от нескольких сантиметров до 0.35 м. Пески в пачке уплотненные, часто обводнены. В отдельных прослоях слоистость линзовидная за счет песков м. з. без глинистых частиц, в таких линзах слоистость косяя. В песках в интервале 0.4 м от кровли пачки слоистость волнистая. Мощность пачки — 5.25 м.

3. Песок т. з. и м. з., насыщенно-коричневый, без видимой слоистости, с редкими зернами гравия и единичной галькой. Мощность пачки — 0.95 м.

Переслаивание песков р. з., в основном с. з., промытых и песков м. з. и т. з., глинистых отмечается также в пункте P (P на рис. 5) на южном склоне Чаваньских Кейв, где исследовано строение овального в плане холма с субмеридиональным простиранием гребня. Переслаивание песков субгоризонтальное, а в отдельных линзах с. з. песков косяя слоистость наклонена по азимуту 56° под углом 19°.

Строение холмисто-грядового рельефа нижнего высотного яруса возвышенности было изучено в пункте I (рис. 3). В рельефе этого участка выражен холмисто-грядовый массив. В вершинной части одного из холмов массива, размерами 0.18×0.28 км и высотой до 10 м, был заложен шурф

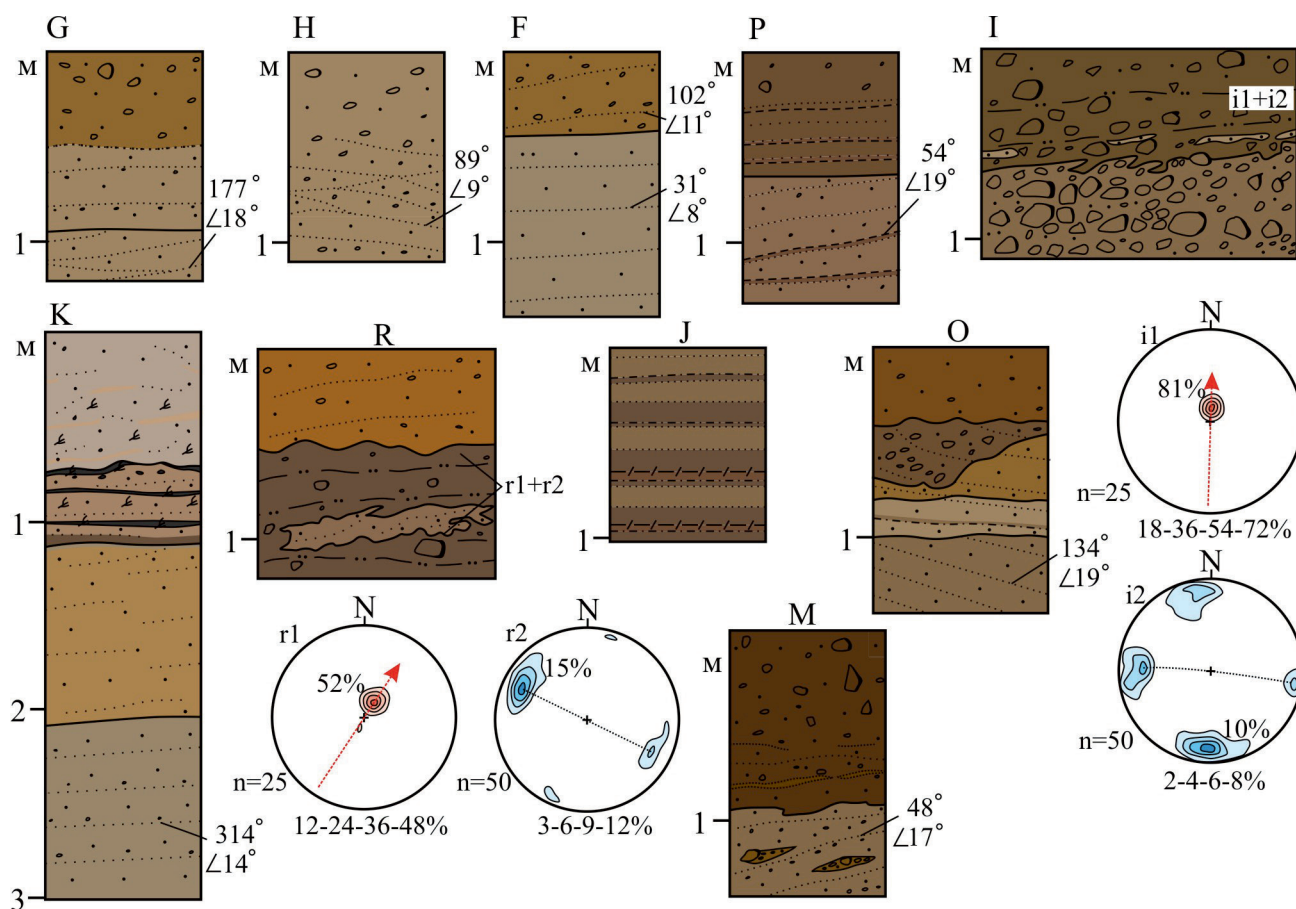


Рис. 5. Строение четвертичных отложений в разрезах G–R (местоположение на рис. 3). Диаграмма распределения полюсов сланцеватости и линз основной морены (r1) и длинных осей галек, там же (r2). Диаграмма полюсов сланцеватости расслоенной напорной морены (i1) и длинных осей галек, там же (i2) (местоположение замеров указано на рисунке). Условные обозначения см. рис. 4.

Fig. 5. Structure of Quaternary deposits of sections G–R (location in fig. 3). Structural diagram of foliation poles and lenses of the basal till (r1) and long axes of pebbles, *ibid.* (r2). Structural diagram of foliation poles of the layered push till (i1) and long axes of pebbles, *ibid.* (i2) (location of measurements is indicated in the figure). Legend in fig. 4.

глубиной до 1.2 м (66°20'08.1" N, 38°23'32.2" E). С поверхности холма здесь вскрыт диамиктон коричневого, темно-коричневого, грубого по составу, с большим количеством гравия, галек и валунов преимущественно средней и хорошей степени окатанности (I на рис. 5). Заполнителем служит песок р.з., в основном с.з., глинистый, уплотненный. Текстура диамиктона сланцеватая за счет неоднородного содержания глинистых частиц в песках р.з., обогащенных алеврито-глинистыми частицами. Падение сланцеватости под углами 7–18° установлено в Ю–ЮЗ румбах (i1 на рис. 5). Подошва диамиктона неровная, извилистая, со следами ассимиляции нижележащих осадков. Толщина диамиктона – до 0.6 м. Ниже по разрезу вскрыт галечно-валунный материал с гравием и заполнителем в виде песка р.з., желто-коричневого, с небольшой долей примеси глинистых частиц.

В строении холмисто-западного рельефа, который наиболее широко представлен в пределах Чавангских Кейв, установлены в основном песчаные и песчано-гравийные отложения, в целом аналогичные отложениям камов. Отложения непосредственно в пределах западин представлены эоловыми покровами толщиной от 1 м и более, которые сложены песком р.з., в основном м.з. и с.з., светло-коричневым (Mergelov et al., 2024). На отдельных участках, открытых к крупным водоемам у северного склона возвышенности, холмисто-западный рельеф проявляется целиком за счет эоловых форм рельефа, которые представляют собой невысокие холмы и бугры (до 3 м), разделенные дефляционными котловинами. В строении одного из таких холмов на берегу Нижнего Ондомозера (K на рис. 3) вскрыты пески бледно-коричневые, р.з., в основном с.з. и к.з., субпараллельно

слоистые, с пятнами окислов марганца. Они перекрыты песками м. з., светло-коричневыми, слоистыми за счет прослоев песков с. з., коричневых, иногда содержащих обугленную древесину (К на рис. 5).

Данные по строению прилегающей к возвышенности с севера и юга равнины содержатся в основном в фондовых и литературных источниках. На большей части территории к югу от возвышенности встречается красновато-коричневый диамиктон с преобладанием в составе алеврито-глинистых частиц. На отдельных участках равнины развит холмистый и грядово-холмистый моренный рельеф, строение которого было изучено в шурфе глубиной 1.2 м в вершинной части небольшого холма диаметром до 25 м и высотой до 3 м, расположенном северо-западнее от западной оконечности оз. Жилино (R на рис. 3). Здесь под песком темно-коричневым с. з. и к. з., неслоистым, мощностью до 0.55 м, был вскрыт диамиктон коричневый, с преобладанием в составе алеврито-глинистых частиц (R на рис. 5). Также в составе диамиктона отмечается значительное содержание песков р. з., гравия, гальки и валунов средней степени окатанности. В диамиктоне большое число прослоев песка р. з., в основном м. з., коричневого, с гравием и редкой галькой. Толщина прослоев — до 1 см. На глубине 0.9 м в диамиктоне наблюдается линза песка м. з., коричневого, однородного, толщиной до 0.2 м и длиной более 0.6 м. Границы линз неровные, извилистые, падают в Ю и ЮЗ румбах под углами около 12–18° (r1 на рис. 5).

Озерно-ледниковые отложения слагают поверхность относительно ровных площадок в пределах моренной равнины. Часть из таких площадок примыкает непосредственно к склонам возвышенности (J на рис. 3). Так, на поверхности платообразного холма размером 0.18×0.13 км высотой до 3 м у южного подножья возвышенности вскрыто переслаивание алеврита коричневого, опесчаненного уплотненного с песком желто-коричневым, т. з. Толщина прослоев песков — до 2 см. Слоистость параллельная, горизонтальная, без видимого падения (J на рис. 5).

Строение водно-ледниковых отложений в составе протяженных озовых гряд длиной свыше 0.8 км, шириной до 0.2 км и высотой до 8 м было изучено в нескольких пунктах севернее возвышенности (M, N, O на рис. 3). Так, в строении гряды к северу от оз. Среднее Ондомозера (M на рис. 3) был вскрыт песок р. з., в основном с. з., темно-коричневый, до желто-коричневого, без видимой слоистости, сцементированный гидроокислами железа в интервале до 0.5 м от поверхности, с отдельными гальками и валунами. С глубины 0.95 м

пески р. з., в основном с. з. желто-коричневые слоистые, за счет прослоев и линз песков к. з. и песков р. з. с гравием и галькой. Толщина линз до 4 см, их границы имеют уклон по азимуту 48° под углом 17°. Вскрытая мощность песков — свыше 1.5 м (M на рис. 5). В строении гряды восточнее Среднего Ондомозера (O на рис. 5) в целом установлено сходное строение: в разрезе преобладают пески р. з., в основном к. з. и с. з., коричневые и желто-коричневые, с глубины 0.4 м слоистые за счет линз и прослоев песков с гравием и галькой. Падение слоистости здесь зафиксировано по азимуту 134° под углом 12°.

4.3. Петрографический состав ледниковых отложений

Петрографический состав обломочной фракции (5–100 мм) ледниковых отложений был изучен в четырех пунктах: A, B, I и R непосредственно на возвышенности и на примыкающей с юга равнине (рис. 3). На примыкающей с севера равнине ледниковые отложения не были вскрыты, петрографический состав тут был определен в кровле флювиогляциальных отложений разрезов M и O, с глубин до 0.6 м (рис. 3). Диамиктоны красновато-коричневого цвета, уплотненные и со сланцеватой текстурой были опробованы в трех разрезах: A с глубины 5–5.2 м, I и R с глубин 0.5–0.7 и 0.9–1.1 м соответственно. В разрезе B с глубины 0.5–0.8 м был изучен несортированный галечно-валунный материал с гравием, песком р. з. и глинистыми частицами.

Диамиктоны, опробованные в пунктах A и I, а также гравийно-галечные отложения из пункта B имеют в целом очень схожий петрографический состав. В каждой из проб свыше 50% плагиогранитов, плагиограниогнейсов комплекса ультрамагматических диоритов-плагиогранитов (комплекс основания), которые широко представлены в составе кристаллических пород как в районе работ, так и южнее (рис. 2). Также в их составе близкие содержания гранитов и пегматитов. Наличие обломков гнейсов биотитовых с кордиеритом указывает на возможный перенос их из областей развития пород яуриокской толщи из района вблизи п. Умба. Гнейсы с силлиманитом могли быть принесены из яуриокской, сергозерской и песчаноозерской толщ из области, протягивающейся от Порьей губы до оз. Бабозеро (севернее д. Варзуга) (рис. 2). Перенос пород с юго-западной и центральной частей Кольского региона прослеживается по наличию мусковит-биотитовых гнейсов с кианитом (песчаноозерская толща?), гранулитов (толщи на СЗ и Ю от оз. Колвицкое) и габбро-милонитов (Кандакшский и Колвицкий массивы), пород вулканогенно-осадочных толщ пояса Имандра–Варзуга,

Таблица 2. Петрографический состав гравийно-галечной фракции 5–100 мм ледниковых отложений в районе работ (%)**Table 2.** Petrographic composition of the gravel-pebble fraction of 5–100 mm glacial deposits in the work area (%)

Группы пород и минералов	Пункты опробования					
	A	B	I	R	M	O
1. Плагииграниты, диориты, гнейсы с. з.	58.5*	57.6	61.1	11.9	13.3	20.2
2. Гнейсы, гнейсо-сланцы биотитовые м. з.	—	0.2	1.7	0.4	25.8	20.6
3. Гнейсы, гнейсо-сланцы с. з. и м. з. с гранатом	1.7	0.5	0.4	0.5	—	1.6
4. Гнейсы биотитовые с. з. с кордиеритом и силлиманитом	0.3	0.2	0.2	0.7	—	—
5. Гнейсы мусковит-биотитовые, иногда с кианитом	1.2	—	0.2	—	—	—
6. Граниты и пегматиты	14.9	12.5	10.2	4.0	22.7	21.0
7. Полевые шпаты	1.7	1.9	1.6	0.2	14.4	8.9
8. Кварц	3.7	4.9	2.0	0.3	14.2	13.5
9. Амфиболиты	4.7	2.0	1.9	1.9	0.6	4.9
10. Основные породы (габброиды)	0.5	1.9	0.9	0.3	0.3	5.3
11. Ультраосновные породы (перидотит)	—	—	—	0.1	—	—
12. Гранулиты (гранат-пироксеновые плагиосланцы Гранулитового комплекса) и габбро-милониты (гранат-амфиболовые плагиосланцы Кандалакшского и Колвицкого массивов)	1.7	0.6	0.4	2.6	—	—
13. Актинолитовые сланцы (метабазальты) (пояс Иман-дра-Варзуга)	0.1	0.4	0.6	0.6	—	0.1
14. Песчаники красноцветные, аргиллиты и алевролиты, алевролиты зеленовато-серые (терская свита)	10.2	15.5	16.9	75.1	5.1	2.3
15. Нефелиновые сиениты (Хибинский массив)	—	—	—	0.2	—	—
16. Фойдолиты	—	—	—	0.2	—	—
17. Другие	0.8	1.8	1.9	1.0	3.7	1.5
Сумма, %	100	100	100	100	100	100
Всего обломков, шт.	764	1214	805	1279	353	1750

Примечание. * — Зеленой заливкой ячеек показано содержание групп пород свыше 50%, бледно-зеленой — от 10 до 50%.

Note. * — Green shading of cells indicates the content of rock groups above 50%, and pale green shading indicates the content between 10 and 50%.

а также красноцветных песчаников терской свиты (табл. 2). Содержание красноцветных песчаников терской свиты значительно увеличивается в диамиктонах прилегающей с юга равнины с 10.2 (пункт А) до 16.9% (пункт I) и до 75.1% (в пункте R), при этом содержание плагиигранитов и диоритов уменьшается до 11.9%.

В пунктах опробования песков несортированных с гравием и галькой севернее возвышенности (М и О в табл. 2) отмечается значительное

уменьшение доли плагиигранитов, диоритов (группа 1) и терских песчаников, но при этом до 20–25% возрастает доля гнейсов, гнейсо-сланцев биотитовых м. з. предположительно песчанозерской толщи, расположенной 3–С3 района (рис. 2). Также для этих отложений характерно увеличение содержания гранитов пегматоидных и пегматитов розовых и белых, соотносимых с породами преимущественно Стрельнинского массива. Значительное увеличение содержания полевых шпатов и кварца

(до 14.4%) можно связать с разрушенными в процессе переноса обломками пород этого массива. В пункте О также выявлено повышенное содержание однотипных обломков амфиболизированных габбро, габбро-норитов, которые можно соотнести с породами Ондомозерского комплекса, расположенного севернее возвышенности (рис. 2).

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

5.1. Связь ледниковой возвышенности с неоднородностью кристаллического фундамента

Сопоставление схемы разломов региона (Балаганский и др., 1998; Геологическая ..., 2001; Ремизова, 2007) с картой четвертичных отложений показывает отчетливую взаимосвязь разломов, протягивающихся параллельно современному берегу Белого моря, и аккумулятивных возвышенностей, таких как Дальние Кейвы и Бабозерские Кейвы (рис. 2). На отдельных схемах такая связь подтверждается и для Ондомозерских и Чавангских Кейв (Геологическая ..., 1980; Ремизова, 2007). Выходы коренных пород к северу от возвышенности достаточно многочисленные, а кровля кристаллического фундамента фиксируется на отметках 170–230 м над у. м. и выше (178 м над у. м. вблизи пункта N на рис. 3). Южнее возвышенности выходы коренных пород встречаются редко, а отметки их поверхности не превышают 100–135 м над у. м. (Леонтьева, Ханыкова, 1949; Селивановская, Маркитахина, 1964; Государственная ..., 2012). На разность в высотах залегания кристаллических пород к северу и югу от возвышенности также может указывать перепад кровли кристаллических пород в разрезе на р. Стрельны (А на рис. 4). Это позволяет предположить, что возвышенность Чавангских и Ондомозерских Кейв приурочена к структурным уступам коренных кристаллических пород, которые, в свою очередь, могут быть связаны с зонами древних разломов сбросовой кинематики (Балаганский и др., 1998; Ремизова, 2007). Таким образом, структурные уступы с амплитудой поднятий в пределах 20–50 м, которые простирались согласно системе разрывных нарушений и линеаментов вдоль современного Терского Берега, оказывали значительное влияние как на распространение отложений морских трансгрессий в раннем и среднем неоплейстоцене, так и на динамику последнего ледникового покрова.

5.2. Интерпретация генезиса отложений возвышенности

Строение основания возвышенности было обследовано только в разрезе А, где гребневая часть

макроформы с отметками 170–185 м над у. м. пересекается долиной р. Стрельны и вскрыта на отметках от 140 м над у. м. и ниже. Выделенные в разрезе пачки 1, 4 и 5 сложены, преимущественно, песчаными отложениями. Судя по условиям залегания и текстуре, пески м. з. и с. з. пачки 1 могут быть соотнесены с флювиогляциальными отложениями. В этой толще наблюдаются многочисленные линзы диамиктона, аналогичного залегающему ниже (пачка 2). По структурно-текстурным особенностям этот диамиктон представляет собой типичную базальную морену, характерную для юго-восточной части Кольского региона (Лаврова, 1960; Стрелков и др., 1976; Евзеров, 2014). На перенос материала ледником со стороны котловины Белого моря указывает анализ ориентировки длинных осей галек и направления падения линз песков в диамиктоне (a1, a2 на рис. 4). Этот вывод в основном подтверждается преобладанием в петрографическом составе морены обломков плагиогранитов, диоритов (до 58.5%), наличием терских песчаников (до 10.2%) и присутствием редких обломков кордиерит- и силлиманит-содержащих гнейсов, а также гранулитов и габбро-милонитов, принесенных с юга и юго-запада. Наличие линз и блоков базальной морены во флювиогляциальных отложениях дает основания полагать, что пески пачки 1 могли быть дислоцированы и залегают в разрезе в переотложенном виде, в составе крупной надвиговой дислокации (рис. 6б). Первоначально флювиогляциальные осадки могли быть сформированы в предфронтальной зоне наступающего ледникового покрова. Точные условия залегания надвиговой гляциоструктуры в основании возвышенности установить сложно из-за небольшой площади разреза. Мы предполагаем, что она может соответствовать моделям макроформ с чешуйчато-надвиговыми гляциодислокациями (Лаврушин, 1976; Каплянская, Тарноградский, 1993; Aber, Ber, 2007).

Песчаные и песчано-гравийные отложения на поверхности грядово-увалистого рельефа верхнего яруса возвышенности по своим текстурно-структурным особенностям также близки к флювиогляциальным отложениям. В разрезе они залегают в виде дислоцированного блока (В на рис. 4), который наклонен под углом до 28° в южных румбах. Направление падения внутренней слоистости внутри блока резко несогласное. Отложения в верхней части блока изогнуты в антиклинальную складку и разбиты серией разрывных нарушений в виде сбросов, амплитудой до 0.2 м с субширотным простираанием плоскости сместителя. Сочетание складчатых и разрывных деформаций в песках может указывать на сжатие материала в промерзшем состоянии под ледником, его незначительное

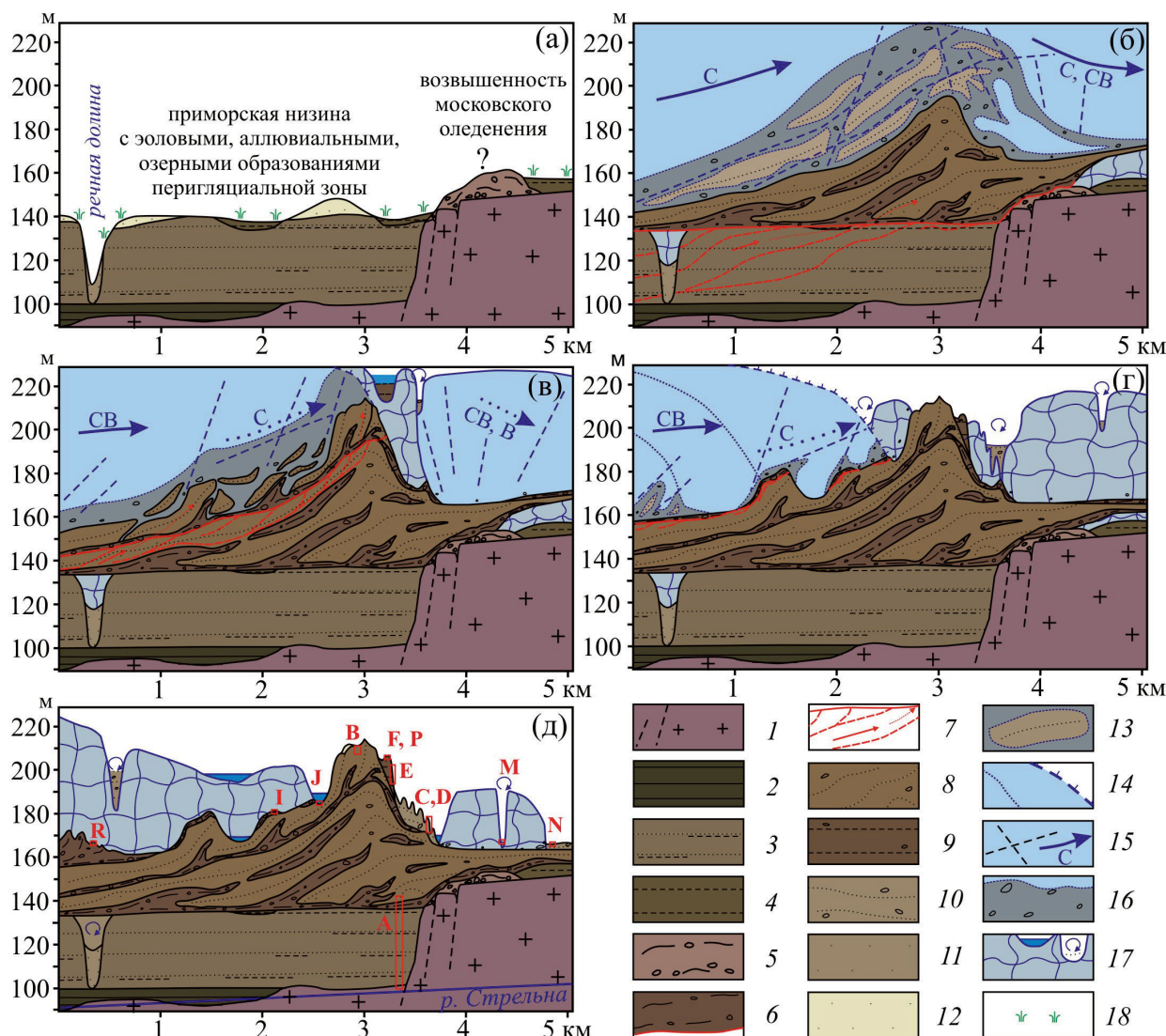


Рис. 6. Схема основных этапов формирования возвышенности Ондомозерские и Чаваньские Кейвы: (а) – доледниковый этап (ранее 26 тыс. л. н.); (б) – развитие последнего оледенения до его локального максимума в данном районе (от 22–19 до 18–17.5 тыс. л. н.); (в) – фаза активизации ледникового покрова (около 17–16.5 тыс. л. н.); (г) – то же, осцилляции ледникового края (около 16.5–16 тыс. л. н.); (д) – деградация территории (позже 16 тыс. л. н.): 1 – коренные породы; 2 – морские глины; 3 – пески и алевриты морских трансгрессий; 4 – озерные осадки; 5 – морены древних оледенений; 6 – морена последнего оледенения, красная линия – условное ложе активного ледника; 7 – участки воздействия ледника на отложения ложа при формировании гляциодислокаций; 8 – деформированные пески и алевриты (морские, озерные, флювиогляциальные); 9 – лимногляциальные отложения; 10 – флювиогляциальные отложения; 11 – речные отложения; 12 – эоловые отложения; 13 – блоки материала, переносимого ледником; 14 – граница активного ледника и границы осцилляций (точечная линия); 15 – направление движения льда и трещины в леднике; 16 – насыщенный обломками лед; 17 – мертвый лед, надледниковые озера и каналы стока талых вод; 18 – растительность перигляциальной зоны. На врезке (д) прямоугольниками показана позиция разрезов, рассмотренных в работе и их обозначения (аналогичные рис. 3–5).

Fig. 6. Scheme of the main formation stages of the Ondomozero and Chavan'ga Keivy uplands: (a) – preglacial stage (earlier 26 thousand years ago (ka)); (б) – development of the last glaciation to its local maximum (from 22–19 to 18–17.5 ka); (в) – the readvance stage of the ice-sheet (about 17–16.5 ka); (г) – the same, oscillations of the glacial edge (about 16.5–16 ka); (д) – deglaciation (later than 16 ka): 1 – bedrock; 2 – marine clays; 3 – sands and silts of marine transgressions; 4 – lacustrine sediments; 5 – tills of pre-LGM glaciations; 6 – till of the last glaciation, the red line is bed of the active glacier; 7 – areas of glacier pressure on bed deposits during the formation of glacioidislocations; 8 – deformed sands and silts (marine, lacustrine, glaciofluvial); 9 – limnoglacial deposits; 10 – glaciofluvial deposits; 11 – fluvial deposits; 12 – aeolian deposits; 13 – blocks of material transported by the glacier; 14 – boundary of the active glacier and the boundaries of oscillations (dotted line); 15 – direction of ice movement and crevasses in the glacier; 16 – debris-rich ice; 17 – dead ice, supraglacial lakes and meltwater channels; 18 – vegetation of the periglacial zone. Inset (д) shows the positions of the crosssections (using rectangles) discussed in the work and their designations (similar to fig. 3–5).

перемещение, сопровождавшееся рассечением малоамплитудными сбросами (Аболтиньш, 1989; Каплянская, Тарноградский, 1993). Ориентировка шарнира антиклинальной складки показывает, что перемещение ледника при ее формировании осуществлялось с юга на север. Флювиогляциальные отложения с измененной первоначальной слоистостью и разрывными нарушениями в целом характерны как для конечно-моренных образований области последнего оледенения (Аболтиньш, 1989; Benn, Evans, 2010), в том числе встречаются в Кольском регионе (Вашков и др., 2024).

Верхняя часть вскрытого разреза представляет собой криогенные клинообразные структуры, которые могут свидетельствовать о безледном холодном этапе существования уже сформированной гряды-увала во время позднеледниковья. Наличие в составе заполнителя клинообразных структур как алевритов, так и несортированных и непромытых галечно-валунных отложений указывает на краткосрочное существование мелководных водоемов в приледниковых условиях, а также на заполнение этих водоемов, в том числе, и грязекаменными потоками (флоу-тиллами), формирующимися при таянии блоков мертвого льда (Каплянская, Тарноградский, 1993; Носова, Вашков, 2021; Benn, Evans, 2010). Петрографический состав крупнообломочной фракции этих осадков в целом аналогичен по своему составу базальным моренам, вскрытым восточнее и южнее (табл. 2). Таким образом, грядово-увалистый рельеф верхнего яруса возвышенности сопоставлен нами с напорной моренной грядой. Судя по строению верхней части разреза на р. Стрельне, подобное строение может быть характерно и для ядра возвышенности (рис. 6б, в).

Судя по морфологии форм параллельно-грядового рельефа на северной периферии возвышенности, а также по текстурно-структурным особенностям отложений, которые их слагают, эти гряды можно достаточно уверенно сопоставить с системой супрагляциальных озёр. Подобный рельеф ранее был установлен в пределах западного сегмента Терских Кейв в районе к СВ от д. Варзуга и был связан с существованием открытого водотока в ледяных берегах (Носова, Вашков, 2021). Своеобразное размещение параллельных друг другу гряд на северном склоне Ондомозерской части возвышенности в виде лестницы может указывать на постепенное смещение русла потока по мере вытаявания льда. Направление стока талых вод внутри этого канала, реконструированное по падению косых серий слоистости, было преимущественно в восточном направлении. Изменение направлений падения слоистости в отдельных слоях на 180° к западу указывает на наличие краткосрочных эпизодов

изменения направления стока талых вод внутри этого канала.

Песчаные и алеврито-глинистые отложения в пределах холмистой надстройки складчато-надвигового напорного основания возвышенности интерпретированы нами как камы: исходя из морфологии форм, а также согласно структуре и текстуре отложений, которые их слагают. При этом хорошо промытые пески с гравием и галькой участвуют в строении холмов, которые расположены группами на одном ярусе рельефа с параллельно-грядовым рельефом. Так, в пределах Ондомозерских Кейв группа камов южнее оз. Чёрное является продолжением полосы супрагляциальных озёр, которые надстраивают возвышенность в районе оз. Мелкое и губы Чапомская на Верхнем Ондомозере. В пределах Чаваньских Кейв площади распространения флювиокамов более обширные, холмы отделяются друг от друга замкнутыми котловинами, образуя на верхнем высотном ярусе этой части возвышенности специфическое сочетание холмистого рельефа камов и холмисто-западинного рельефа.

Формирование флювиокамов возвышенности происходило в областях выхода каналов стока талых вод на участки дробления ледника с множеством углублений в его поверхности. В пределах Чаваньских Кейв скорость течения этих потоков была более спокойной, с отдельными эпизодами возникновения короткоживущих надледниковых озёр. Наиболее крупные такие водоемы располагались на стыке Чаваньских и Ондомозерских Кейв. Здесь основание возвышенности надстроено цепочкой холмов, диаметр которых достигает 0.2 км. Судя по строению одного из холмов, вскрытого в разрезе Е (Е на рис. 4), данные формы представляют собой типичные лимнокамы (Каплянская, Тарноградский, 1993). Их формирование происходило в условиях относительно спокойного гидродинамического режима во время начала дегляциации и в условиях, когда поля мертвого льда находились как севернее, так и южнее возвышенности.

Диамиктон с характерной сланцеватой текстурой, который был выявлен в строении холмисто-грядового рельефа на нижнем ярусе возвышенности, интерпретируется нами как базальная морена, по петрографическому составу в целом аналогичная базальной морене из разреза А и абляционной из разреза В (табл. 2). Мощность этой морены на южном склоне возвышенности не превышает 1 м, а ниже ее по разрезу вскрыты несортированные валунно-галечные отложения, которые мы интерпретируем как абляционную насыпную морену. Формирование этих отложений на южной периферии возвышенности можно связать

с подвижкой относительно маломощного ледника (рис. 6г). В ходе этой подвижки под ледником произошло перемещение и деформация насыпной морены, с последующим перекрытием ее пластом базальной морены. Анализ направления падения сланцеватости в морене указывает на ее формирование ледником, который продвигался здесь с юга на север. Петрографический состав крупнообломочной фракции базальной морены, в котором присутствуют обломки терских песчаников (до 16.9%), гнейсов с кордиеритом и силлиманитом и гранулитов указывает на перемещение ледника с юго-западного направления. Как по своей морфологии, так и по строению холмы и гряды южного склона возвышенности заметно отличаются от грядово-увалистого рельефа верхнего высотного яруса и могут быть интерпретированы как напорно-насыпные формы.

В отличие от напорно-насыпных образований, участки развития холмистой морены равнины к югу от возвышенности имеют другое строение. В их строении выявлен диамиктон однородного состава, с линзами (микротторженцами) песков, мощность которого превышает 1.5 м (R на рис. 3, 5). Анализ направлений падения длинных осей галек и петрографического состава грубообломочной фракции указывает на формирование этих отложений при движении ледника с юго-запада, что подтверждает резкое доминирование в петрографическом составе крупнообломочной фракции красноцветных песчаников терской свиты (75.1%) и значительное уменьшение содержания плагиогранитов и диоритов. По своему строению и морфологии холмистая морена равнины южнее возвышенности может быть отнесена к формам ледникового выдавливания, широко развитым в Кольском регионе (Евзеров, 2014; Вашков и др., 2024).

В то же время севернее возвышенности отсутствуют какие-либо формы, связанные с ледниковыми деформациями. Судя по данным геологической съемки, диамиктоны здесь имеют мощность редко более 2 м и залегают исключительно плащеобразно над кристаллическими породами. В отдельных случаях они перекрыты водно-ледниковыми и озерно-ледниковыми осадками, в том числе материалом немногочисленных озовых гряд. При этом озовые гряды примыкают к северному склону возвышенности, образуя характерные холмистые массивы, выступающие к северу от оси простираения возвышенности (рис. 3). Петрографический анализ крупнообломочного материала из несортированных отложений с поверхности озов показывает его значительное отличие от диамиктонов возвышенности (табл. 2). Это может быть связано с тем, что данные отложения формировались

в пределах ледника, который продвигался по пегматитам и гранитам Стрельнинского массива, а также по гнейсам и гнейсо-сланцам песчаноозерской толщи и габброидам Ондомозерского комплекса, расположенным западнее и северо-западнее от пунктов исследования (рис. 2). Этот ледник также был связан с котловиной современного Белого моря, поскольку среди обломков встречаются терские песчаники (2–5%).

Отдельно стоит рассмотреть отложения пачек 3–5 из разреза на р. Стрельне. Алевриты и пески пачки 3 заметно деформированы складчатыми и разрывными деформациями, при этом амплитуда складчатых дислокаций уменьшается вниз по разрезу (3, А на рис. 4). Данные деформации могут быть связаны, в том числе, с воздействием на рыхлые отложения активного ледникового покрова во время формирования пачек 1 и 2. Отложения пачек 4 и 5 залегают субгоризонтально. Они деформированы только редкими разрывными нарушениями и единично содержат складчатые деформации, локализованные в небольшом интервале разреза на глубине 30.2–31.2 м. Подобные деформации могут быть связаны с оползневыми процессами, возникающими в борту долины р. Стрельны, в том числе из-за неровностей поверхности коренных пород на данном участке. Генезис песков и алевритов в составе пачек 3–5 на данный момент, судя по их литологии и характеру залегания, можно определить как морской и/или аллювиальный и озерный. Морские отложения на данных гипсометрических отметках могли формироваться на этой территории во время бореальной и беломорской трансгрессии, а также в морскую трансгрессию в среднем валдае (Korsakova, 2021; Korsakova et al., 2024).

5.3. Факторы и этапы формирования возвышенности, модель динамики последнего ледникового покрова в ее пределах

Взаимосвязанными факторами формирования и пространственного размещения как Ондомозерских и Чаваньгских Кейв, так и других возвышенностей комплекса Терских Кейв, по нашему мнению, являются: наличие уступов поверхности дочетвертичных пород, в том числе связанных с зонами разломов; наличие относительно мощной толщи рыхлых, преимущественно морских отложений на территории южнее Терских Кейв; различная динамика ледникового покрова в котловине Белого моря и в центральной части Кольского региона. Наличие связи аккумулятивных образований Терских Кейв с разломами юго-восточной части Кольского региона достаточно отчетливо прослеживается по геологическим материалам (рис. 2). По мнению авторов, разломам, которые ориентированы

в районе работ в восточном и северо-восточном направлении, соответствуют морфологически выраженные уступы кристаллического фундамента. Они предопределяют весь облик рельефа данного сектора Фенноскандии, в том числе современную береговую линию Белого моря (Стрелков и др., 1976). К началу последнего оледенения морфологическая выраженность этих уступов с современными абсолютными отметками ниже 130–140 м над у.м. была нивелирована наличием толщи морских, речных, озерных и эоловых отложений предшествующего безледного периода (Korsakova, 2021). При этом уступы с отметками выше 130–140 м над у.м. являлись, в том числе, естественным рубежом распространения морских осадков в раннем и среднем неоплейстоцене. Морфологическая выраженность отдельных уступов могла сохраняться к началу последнего оледенения (рис. 6а).

Во время последнего оледенения территории граница выклинивания морских осадков и относительно высокое положение кристаллических пород в значительной мере влияли на динамику и термический режим ложа ледника. Так, к северу от этой границы расположена зона преимущественно мерзлого ледникового субстрата центральной части Кольского региона (Hätterstrand et al., 2007; Stroeve et al., 2016; Boyes et al., 2022). Примерзание льда и ассимиляция ледником образовавшихся ранее в центральной части Кольского региона снежников и фирновых полей приводили к общему замедлению продвижения периферии беломорского потока ледника севернее этой границы.

Наличие в ложе активного ледника рыхлых, часто обводненных и только частично мерзлых песчаных и алеврито-глинистых отложений к югу от уступов кристаллического фундамента создавало условия для возникновения гляциодислокаций (Лаврушин, 1976; Каплянская, Тарноградский, 1993; Aber, Ber, 2007). Оценочная мощность отложений морских трансгрессий южнее возвышенности составляет 20–60 м, причем осадки наиболее выразительной, бореальной трансгрессии представлены преимущественно массивными темно-серыми глинами (Евзеров, 2014; Korsakova et al., 2018; Lunkka et al., 2018; Korsakova, 2021). Последние в дислоцированном виде в районе работ не встречены, в то время как пески и алевриты последующих морских трансгрессий в дислоцированном виде встречаются, например, в разрезах на реках Чапома, Каменка и Чаваньга (Евзеров, 2014; Korsakova et al., 2024). По нашему мнению, данные отложения являлись основным источником материала гляциодислокаций возвышенности (рис. 6б).

К настоящему моменту ледниковые отложения московского оледенения в юго-восточной

части Кольского региона выявлены только в разрезах у д. Варзуга (Лаврова, 1960; Евзеров, 2014; Korsakova, 2021). В этой связи маловероятно сохранение относительно высокого основания Терских Кейв времени московского оледенения (рис. 6а). Также на сегодня в структуре возвышенности не установлено отложений, связанных с оледенениями раннего и среднего валдая. Ледниковые отложения, сопоставляемые с этим интервалом, в ЮВ части Кольского региона вскрыты только в двух разрезах в нижнем течении рек Чаваньга и Каменка, в 25–30 км южнее возвышенности (Korsakova, 2021). Последние геолого-структурные дополнения показывают, что осадки между двумя моренами в этих разрезах деформированы (Korsakova et al., 2024). На сегодня нет единого мнения о возрасте и интервале оледенения, при котором данные ледниковые отложения были сформированы. В отдельных работах они сопоставляются с распространением Карско-Баренцевоморского ледника в среднем валдае (Korsakova, 2021; Korsakova et al., 2024), в других связаны со скандинавским оледенением в раннем валдае (Евзеров, 2014). При этом предельное распространение Карско-Баренцевоморского ледника в раннем и среднем валдае в настоящий момент ограничивается котловиной Баренцева моря и Воронкой Белого моря (Евзеров, Николаева, 2011; Евзеров, 2014; Svendsen et al., 2004; Astakhov et al., 2016). А продвижение скандинавского ледника в раннем валдае по котловине Белого моря (Евзеров, 2014) к настоящему времени не согласуется с большим числом фактического материала (Svendsen et al., 2004; Zaretckaya et al., 2022; Korsakova et al., 2024).

Формирование возвышенности в ее современном виде мы сопоставляем с распространением последнего скандинавского ледникового покрова (рис. 7). На начальном периоде развития оледенения около 26–22 тыс. л. н. происходило формирование многолетних снежников, фирновых полей и локальных ледников в центральной части Кольского региона (Hughes et al., 2015; Boyes et al., 2022b). В результате этого в данной области была сформирована зона преимущественно мерзлого ледникового субстрата (Hätterstrand et al., 2007). В ряде работ отмечается, что ледниковый покров центральной части Кольского региона мог продвигаться с С на Ю (Лаврова, 1960; Boyes et al., 2022a), т. е. в направлении, аналогичном для выделенного ранее Понойского ледникового покрова (Стрелков и др., 1976; Евзеров, Николаева, 2000). Однако в настоящем исследовании определяющее рельефообразующее значение отдано беломорскому ледниковому потоку, который несколькими своими лопастями около 22–17.5 тыс. л. н.

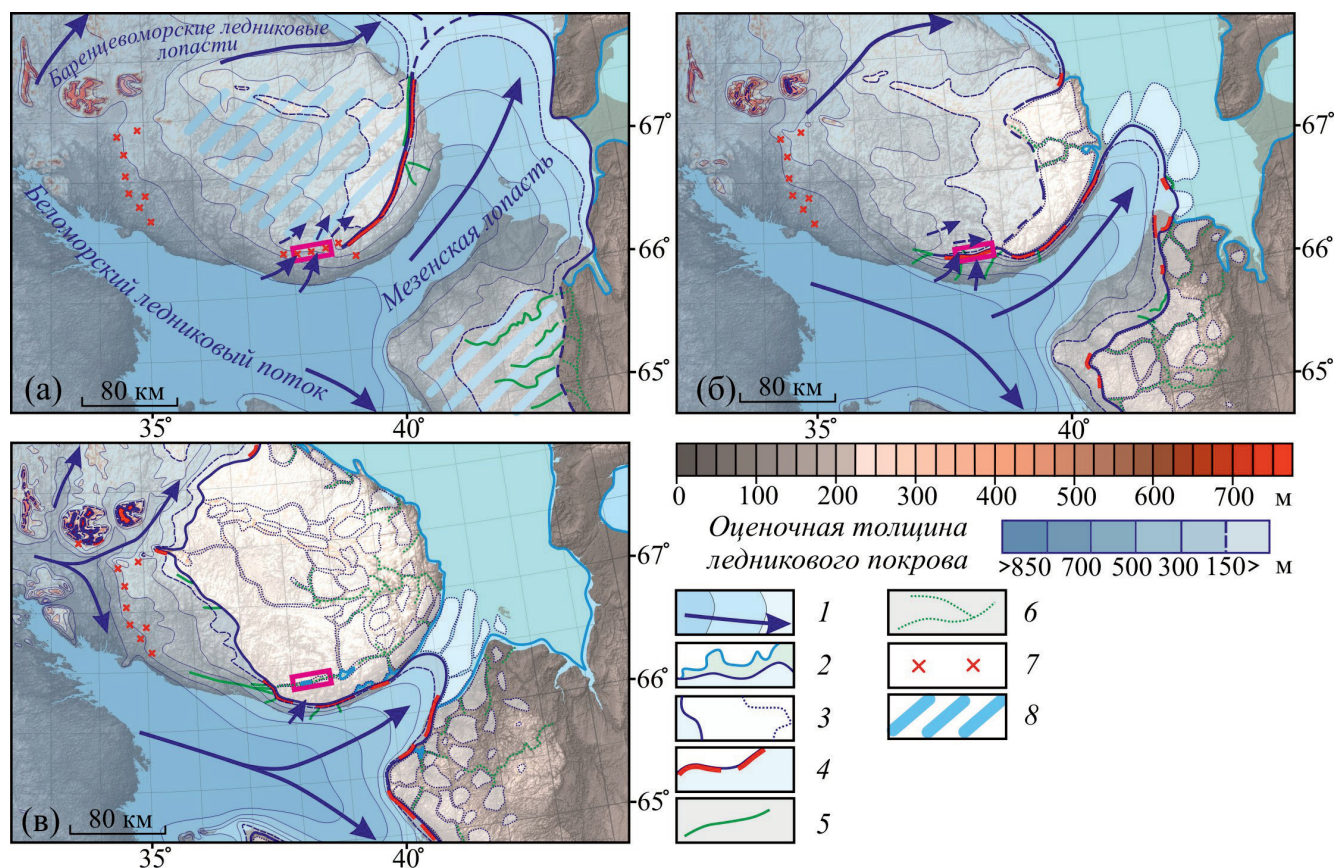


Рис. 6. Схема основных этапов формирования возвышенности Ондомозерские и Чаваньские Кейвы: (а) — локальный максимум последнего оледенения (около 18–17,5 тыс. кал. л. н.); (б) — фаза активизации около 17–16 тыс. л. н.; (в) — фаза активизации около 16–15 тыс. л. н.; 1 — активный ледниковый покров и направление его движения; 2 — приледниковые бассейны (включая приледниково-морские); 3 — поля мертвого льда (границы блоков указаны схематически); 4 — краевые ледниковые образования; 5 — каналы стока талых вод внутриледниковые; 6 — то же, в перигляциальной зоне и полях мертвого льда; 7 — зоны формирования субгляциальных гляциодислокаций; 8 — участки движения ледника по мерзлоте, снежникам и небольшим локальным ледникам.

Fig. 7. Stages of development of the last glaciation in the Kola region: (a) — local maximum of the last glaciation (about 18–17.5 ka); (b) — the readvance stage about 17–16 ka; (v) — the readvance stage about 16–15 ka; 1 — active ice sheet and its flow direction; 2 — periglacial basins (including periglacial-marine basins); 3 — dead ice (block boundaries are shown schematically); 4 — ice marginal formations; 5 — intraglacial meltwater channels; 6 — the same, in the periglacial zone and dead ice fields; 7 — zones of formation of subglacial glaciodislocations; 8 — areas of glacier flow along the frozen bed, snowfields and small local glaciers.

проник в котловины Горла и Двинского залива Белого моря (Hughes et al., 2015; Boyes et al., 2022b) (рис. 7а). К этому времени северная периферия ледника преодолела рубеж по линии современных Ондомозерских и Чаваньских Кейв, севернее происходило постепенное перекрытие фирновых полей и маломощных ледников северной части Кольского региона. Этот процесс сопровождался потерей связи ложа активного ледника со скальным субстратом и постепенным истощением насыщенного дебрисом льда, что в итоге приведет к постепенному уменьшению мощности и выклиниванию базальной морены к северу от возвышенности (Карта ..., 1989; Государственная ..., 2012;

Niemelja et al., 1993). В исследовании (Hätterstrand et al., 2007) указано, что формирование возвышенности происходило в этот период, то есть до максимума последнего оледенения, а позже произошло ее частичное разрушение. Нам представляется вероятным, что в этот период могло осуществляться формирование отдельных гляциодислокаций в основании будущей возвышенности (рис. 6б; 7а).

Во время максимального развития оледенения (локального максимума) в данном районе около 18–17,5 тыс. л. н. краевая зона беломорского потока была удалена от района исследований на 250–300 км к северо-востоку (Hughes et al., 2015; Astakhov et al., 2016). С началом дегляциации

отмечается перестройка динамического плана ледникового покрова к северу от возвышенности, где начинают формироваться обширные поля мало-подвижного и мертвого льда (Boyes et al., 2022a). Этот процесс, по нашему мнению, сопровождался наиболее активным формированием надвиговых и складчатых гляциодислокаций со стороны Беломорского потока на месте будущей возвышенности (около 17.5–16.5 тыс. л. н.) (рис. 6в). Отдельные понижения на поверхности ледника в это время могли заполняться талыми ледниковыми водами с переменным гидродинамическим режимом. Заполнение таких понижений приведет к формированию массивов камов и отдельных лимнокамов на гребневой части возвышенности, что характерно для краевых форм последнего оледенения (Аболтиных, 1989). Формирование гребневой части возвышенности в этот период подтверждается космогенным датированием с использованием изотопа ^{10}Be валунов с поверхности Бабозерских Кейв (западнее района работ), определенных в 16.2–15.3 тыс. л. н. (Stroeve et al., 2016; Boyes et al., 2021a). Мощность активного ледникового покрова в это время здесь должна была превышать значения 250–300 м (рис. 7б).

Продолжение дегляциации территории привело к смещению краевой зоны на южный склон возвышенности около 16.5–16 тыс. л. н. (Hughes et al., 2016; Boyes et al., 2022b). В это время мало-мощный активный ледниковый покров уже не мог преодолеть остов возвышенности из напорной морены и в течение нескольких осцилляторных подвижек ограничился формированием полосы холмисто-грядового рельефа насыпной и напорной морены на южных склонах возвышенности и в пределах моренной равнины к югу от возвышенности (рис. 6г). В то же время к северу от возвышенности к началу рассматриваемого периода еще существовали поля мертвого льда. Их таяние сопровождалось формированием покрова абляционной морены, а также систем радиальных озв. Анализ направлений гряд и падения слоистости указывает на сток талых вод в сторону возвышенности. Северный склон возвышенности в это время представлял собой открытый канал стока талых вод в ледяных берегах с течением талых вод в основном в восточном направлении. Таким образом, был сформирован параллельно-грядовый рельеф озв Ондомозерских Кейв. В восточной части возвышенности таяние мертвого льда произошло несколько ранее. Здесь на свободной ото льда равнины формировались приледниковые озера, в которые происходила разгрузка талых ледниковых вод из-под ледника с формированием двух крупных водно-ледниковых дельт.

Во время фазы активизации ледникового покрова около 16–15 тыс. л. н. активный ледниковый покров достигал только территории вблизи современного берега Белого моря (рис. 7в) (Hughes et al., 2016; Boyes et al., 2022b). Здесь происходило формирование напорных моренных гряд, строение которых наиболее подробно показано в работе (Korsakova et al., 2024). Непосредственно южнее возвышенности в это время (позже 16 тыс. л. н.) еще существовали обширные поля мертвого льда (рис. 6д). Морфологический облик Кейв к этому времени в основном был сформирован. Происходило быстрое смещение приледниковых озерно-ледниковых водоемов к югу и их объединение с крупным водоемом на месте современного Белого моря (Bakhmutov et al., 1993). Большой объем воды привел к формированию в наиболее крупных речных долинах высоких террас с возрастным отложением около 11.9 тыс. л. н. (Lunkka et al., 2018). С 14.8–11.5 тыс. л. н. в районе началось таяние льдов в котловинах современных озер, которое фиксируется по началу накопления органического вещества в донных осадках (Толстоброва и др., 2025; Kremenetski, Patyk-Kara, 1997). С этого же периода в пределах Чаваньских Кейв началось и формирование холмисто-западного рельефа в связи с постепенным вытаиванием блоков погребенного льда. К 10.4–10.0 тыс. л. н. происходило постепенное эоловое заполнение этих котловин песком м. з. с отдельными зернами к. з., а наличие на возвышенности лесной растительности подтверждается погребенными углями пожаров (Mergelov et al., 2024). Заполнение гляциокарстовых западин в настоящее время в основном приостановлено, либо продолжается с небольшой интенсивностью в отдельных котловинах с небольшими озерами или болотами. В целом современный рельеф Чаваньских и Ондомозерских Кейв сохраняет свой морфологический облик, который был сформирован к концу последнего оледенения. Это подтверждается, в том числе, морфометрическими показателями рельефа (коэффициент вертикального расчленения, средняя протяженность и крутизна склонов, а также показатель среднего числа холмов на 1 км²), которые соответствуют ледниковому рельефу последнего оледенения в регионе (Матвеев, 1983; Кайрюкшис и др., 1983; Вашков и др., 2024).

6. ВЫВОДЫ

1. Ледниковая возвышенность Ондомозерских и Чаваньских Кейв имеет взаимосвязь с разломными структурами В и ЮВ части Кольского региона. В поверхности кристаллического фундамента этим разломам могут соответствовать структурные уступы, которые определяют северную границу

распространения отложений морских трансгрессий последнего межледникового, а также раннего и среднего валдая. Кроме этого, наличие таких уступов в ледниковом субстрате оказывало влияние на динамику ледникового потока, на возникновение линейных зон напряжений в леднике и, как следствие, на последующее формирование гляциодислокаций. Во время последнего оледенения область распространения относительно мощного чехла рыхлых морских отложений служила источником материала гляциодислокаций, которые образовались вдоль структурных уступов и предопределили образование дислоцированного напорного основания возвышенности.

2. Рельеф возвышенности имеет выраженные ярусные черты. Верхний ярус рельефа отражает строение напорного ледникового основания возвышенности и представлен грядово-увалистыми формами, сложенными чешуйчатыми и складчатыми гляциодислокациями, надстроенными камами. Нижний ярус рельефа представлен системой супрагляциальных озов, камов и лимнокамов на северном склоне возвышенности и холмисто-грядовым рельефом, сложенным напорными и насыпными моренами, на южном склоне. Рельеф нижнего яруса отражает надстройку возвышенности ледниковыми и водно-ледниковыми осадками во время одной из фаз активизации оледенения и последующей дегляциации территории.

3. Основание ледниковой возвышенности было образовано на этапе максимального распространения беломорского потока последнего скандинавского ледникового покрова в данном районе (около 18–17,5 тыс. л. н.) за счет перемещения и дислокации рыхлых отложений нижнего и среднего валдая, а также осадков начального этапа развития оледенения: происходило формирование складчатых и чешуйчатых гляциодислокаций. Движение ледника осуществлялось с Ю на С, что подтверждается результатами структурного анализа морен и гляциодислокаций, а также доминированием в петрографическом составе крупнообломочной фракции морен обломков пород, коренные источники которых находятся к Ю и ЮЗ. Комплекс озов, камов, холмисто-грядовых моренных форм южного склона возвышенности, как и прилегающая с юга моренная равнина с холмистой мореной, были образованы около 17–15 тыс. л. н. В это время севернее возвышенности были распространены поля мертвого льда, а южнее действовал активный ледник, продвигавшийся с ЮЗ–Ю, но не преодолевавший возвышенность. Окончательное омертвление ледника в районе привело к формированию современных озерных котловин, гляциокарстовых западин

с последующим их заполнением озерными и эоловыми осадками соответственно.

Дальнейшие работы необходимо направить на исследование геологического строения других фрагментов Терских Кейв для уверенной региональной корреляции закономерностей формирования краевых образований этого комплекса. Проводятся работы по определению возраста отложений и реконструкции природной среды во время позднеледникового и голоцена по результатам анализа колонок озерных осадков (Толстобров и др., 2025).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аболтинш О.П. (1989) Гляциоструктура и ледниковый морфогенез. Рига: Зинатне. 284 с.
- Асеев А.А., Маккаев А.Н. (1976) Гляциальная геология. В сб.: *Итоги науки и техники. Серия геоморфология*. Т. 4. М: ВИНТИ. 177 с.
- Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. (1998) Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ. *Геотектоника*. № 2. С. 16–28.
- Вашков А.А., Носова О.Ю., Толстобров Д.С. (2024) Ледниковый рельеф центральной части Кольского региона. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 1. С. 70–92.
<http://doi.org/10.31857/S2949178924010061>
- Введенский Л.В. (1934) Рельеф южной части Кольского полуострова. *Известия государственного географического общества*. Т. 66. Вып. 6. С. 844–864.
- Геологическая карта Кольского региона (2001) Гл. ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: ГИ КНЦ РАН.
- Геологическая карта-схема Кольского полуострова. Масштаб 1: 1000000. (1980) Гл. ред. Г.И. Горбунов. Апатиты: ГИ КНЦ РАН.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q–(35), 36 (Апатиты). Объяснительная записка. (2012) Гл. ред. Ю.Б. Богданов. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 456 с.
- Гросвальд М.Г. (2009) Оледенение Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего великого похолодания. *Материалы гляциологических исследований*. Вып. 106. С. 1–152.
- Карта четвертичных отложений с элементами геоморфологии Мурманской области (1989) Ред. В.Я. Евзеров. Апатиты. ГИ КНЦ РАН.
- Евзеров В.Я. (2014) Минерагения рыхлого покрова северо-восточной части Балтийского щита. Мурманск: МГТУ. 255 с.
- Евзеров В.Я., Николаева С.Б. (2011) Ледниковый покров на территории Кольского региона в морскую изотопную стадию (МИС) 4. *Доклады академии наук*. Т. 441. № 3. С. 391–394.
- Евзеров В.Я., Николаева С.Б. (2000) Пояса краевых образований Кольского региона. *Геоморфология*. № 1. С. 61–73.

- Зарецкая Н.Е., Вашков А.А., Баранов Д.В. и др. (2025) Развитие и деградация последнего оледенения в восточном Прибеломорье. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 56. № 4. С. 571–597.
<http://doi.org/10.7868/S2949179725040031>
- Кайрюкшис Л.А., Басаликас А.Б., Микалаускас А.П. и др. (1983) Оценка расчлененности рельефа Литвы для моделирования регионального развития. *Труды АН Литовской ССР. Серия Б*. Т. 5. № 138. С. 85–93.
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. (1993) Гляциальная геология: Методическое пособие по изучению ледниковых образований при геологической съемке крупного масштаба. СПб.: Недра. 328 с.
- Лаврова М.А. (1960) Четвертичная геология Кольского полуострова. М.—Л.: Наука. 233 с.
- Лаврушин Ю.А. (1976) Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука. 236 с.
- Леонтьева О.П., Ханыкова Н.В. (1949) Отчет о геолого-съемочных работах, проведенных Ондомозерской геолого-съемочной партией Стрельнинской экспедиции в юго-восточной части Терского района Мурманской области в 1948 году. Л: Государственное геологическое управление. С. 36–42.
- Матвеев А.В. (1983) Денудационный срез краевых возвышенностей Белоруссии. В сб.: *Морфогенез на территории Белоруссии*. Минск: Наука и техника. С. 81–87.
- Носова О.Ю., Вашков А.А. (2021) Петрографический состав крупнообломочной фракции тиллов западного сегмента ледникового аккумулятивного комплекса Терских Кейв (юг Кольского полуострова). *Региональная геология и металлогения*. № 86. С. 11–22.
http://doi.org/10.52349/0869-7892_2021_86_11-22
- Ремизова А.М. (2007) Обновленная цифровая геологическая карта Мурманской области масштаба 1:200000. Апатиты: АО Мурманская геологоразведочная экспедиция.
- Селивановская Е.Е., Маркитахина Т.М. (1964) Отчет о геолого-съемочных и поисковых работах масштаба 1:50000, проведенных Ондомозерской партией в Терском районе Мурманской области в 1960–1963 гг. Л: Государственный производственный комитет РСФСР. 311 с.
- Стрелков С.А., Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И. и др. (1976) История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука. 164 с.
- Толстоброва А.А., Корсакова О.П., Толстобров Д.С., Коваленко Н.А. (2025) Диатомеи из донных отложений озера Шукшинское (Ондомозерские Кейвы, юг Кольского полуострова). *Вопросы современной альгологии*. № 1–2 (37–38). С. 313–316.
- Чеботарева Н.С., Макарычева И.А. (1974) Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука. 216 с.
- Aber J.S., Ber A. (2007) *Glaciotektonism*. [S.1]: Elsevier. 246 p.
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. (2016) Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quat. Int.* Vol. 420. P. 4–14.
<http://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Bakhmutov V.G., Yevzerov V.Ya., Kolka V.V. (1993) Palaeomagnetism and Lithology of Late Weichselian deposits in Ust-Pjalka periglacial lake, south-east of the Kola Peninsula. *Geol. Carpathica*. Vol. 44. No. 5. P. 315–324.
- Benn D.I., Evans D.J.A. (2010) *Glaciers & Glaciations*. Second Edition. London: Hodder Education. 802 p.
- Benn D.I. (2013) Till fabric analysis. In: *Encyclopedia of Quat. Sci. Glacial Landforms, Sediments*. 2nd Ed. Elsevier. P. 76–80.
<https://doi.org/10.1016/b978-0-444-53643-3.00087-x>
- Boyes B.M., Linch L.D., Pearce D.M. et al. (2021a) The Kola Peninsula and Russian Lapland: A review of Late Weichselian glaciations. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 267. P. 497–515.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107087>
- Boyes B.M., Pearce D.M., Linch L.D. (2021b) Glacial geomorphology of the Kola Peninsula and Russian Lapland. *J. of Maps*. Vol. 17. Iss. 2. P. 497–515.
<http://doi.org/10.1080/17445647.2021.1970036>
- Boyes B.M., Linch L.D., Pearce D.M., Nash D.J. (2022a) The last Fennoscandian Ice Sheet glaciation on the Kola Peninsula and Russian Lapland (Part 1): Ice flow configuration. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 300. 107871.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107871>
- Boyes B.M., Linch L.D., Pearce D.M., Nash D.J. (2022b) The last Fennoscandian Ice Sheet glaciations on the Kola Peninsula and Russian Lapland (Part 2): Ice sheet margin positions, evolution, and dynamics. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 300. 107872.
<http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107872>
- Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjær K.H., Larsen E. (2006) The last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics. *Boreas*. Vol. 35. Iss. 3. P. 425–433.
<http://doi.org/10.1080/03009480600781883>
- Ekman I., Iljin V. (1991) Deglaciations the Younger Dryas end moraines and their correlation in Karelian A.S.S.R. and adjacent areas. In: *Eastern Fennoscandian Younger Dryas End Moraines*. Rainio H., Saarnisto M. (Eds.). Guide 32. P. 73–99.
- Hattemstrand C., Kolka V., Stroeven A.P. (2007) The Keiva ice marginal zone on the Kola Peninsula, northwest Russia: a key component for reconstructing the palaeoglaciology of the northeastern Fennoscandian Ice Sheet. *Boreas*. Vol. 36. Iss. 4. P. 352–370.
<https://doi.org/10.1080/03009480701317488>
- Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S. et al. (2015) The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*. Vol. 45. Iss. 1. P. 1–45.
<http://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Japan Aerospace Exploration Agency. ALOS World 3D30 meter DEM. V3.2, Jan 2021 (2021) Distributed by

REFERENCES

- OpenTopography. URL: <https://portal.opentopography.org/datasetMetadata?otCollectionID=ОТ.112016.4326.2> (дата обращения: 10.11.2025).
<https://doi.org/10.5069/G94M92HB>
- Korsakova O. (2021) Upper Pleistocene and Holocene stratigraphy in the Kola Peninsula and Northern Karelia (N–W Russia): Marine and glacial units. *Quat. Int.* Vol. 605–606. P. 108–125.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.11.040>
- Korsakova O., Molodkov A., Zaretskaya N., Grigoriev V. (2024) Sedimentologic successions and chronology of the late Pleistocene deposits on the southern Kola Peninsula, northern Europe. *Quat. Res.* Vol. 122. P. 122–142.
<http://doi.org/10.1017/qua.2024.24>
- Korsakova O., Molodkov A., Yelovicheva Ya., Kolka V. (2018) Middle Pleistocene marine deposits on the Kola Peninsula (NW Russia). *Quat. Int.* Vol. 509. P. 3–16.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.09.019>
- Kremenetski C.V., Patyk-Kara N.G. (1997) Holocene vegetation dynamics of the southeast Kola Peninsula, Russia. *The Holocene*. Vol. 7. Iss. 4. P. 473–479.
<https://doi.org/10.1177/095968369700700409>
- Larsen E., Kjær K.H., Demidov I.N. et al. (2006) Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia. *Boreas*. Vol. 35. Iss. 3. P. 394–424.
<https://doi.org/10.1080/03009480600781958>
- Lunkka J.P., Kaparulina E., Putkinen N., Saarnisto M. (2018) Late Pleistocene palaeoenvironments and the last deglaciation on the Kola Peninsula, Russia. *Arktos*. Vol. 4. P. 1–18.
<https://doi.org/10.1007/s41063-018-0053-z>
- Mergelov N., Zazovskaya E., Fazuldinova N. et al. (2024) Chronology and properties of macrocharcoal sequestered in boreal forest soils since deglaciation (southeast of the Kola Peninsula). *Catena*. Vol. 236. 107753.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2023.107753>
- Niemelä J., Lukashov A., Ekman I. et al. (1993) The map of Quaternary deposits of Finland and northwestern part of Russian Federation and their Resources. 1:1000000. Geological Survey of Finland.
- Porter C., Morin P., Howat I. et al. (2018) ArcticDEM, Harvard Dataverse. V1. URL: <https://dataverse.harvard.edu/dataset.xhtml?persistentId=doi:10.7910/DVN/OHHUKH> (дата обращения: 09.02.2022).
<https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH>
- Stroeve A.P., Hätterstrand C., Kleman J. et al. (2016) Deglaciation of Fennoscandia. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 147. P. 91–121.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.016>
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. (2004) Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 23. P. 1229–1271.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>
- Zaretskaya N., Rybalko A., Repkina T. et al. (2021) Late Pleistocene in the southeastern White Sea and adjacent areas (Arkhangelsk region, Russia): Stratigraphy and palaeoenvironments. *Quat. Int.* Vol. 605–606. P. 126–141.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.10.057>
- Aber J.S., Ber A. (2007) *Glaciotektonism*. [S.1]: Elsevier. 246 p.
- Aboltynš O.P. (1989) Glyatsiostruktura i lednikovyi morfo-genez (Glaciostructure and glacial morphogenesis). Riga: Zinatne (Publ.). 284 p. (in Russ.).
- Aseev A.A., Makkaveev A.N. (1976) Glacial Geology. In: *Itogi nauki i tekhniki. Seriya geomorfologiya*. Vol. 4. M.: VINITI (Publ.). 177 p. (in Russ.).
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. (2016) Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quat. Int.* Vol. 420. P. 4–14.
<http://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Bakhmutov V.G., Yevzerov V.Ya., Kolka V.V. (1993) Palaeomagnetism and Lithology of Late Weichselian deposits in Ust-Pjalka periglacial lake, south-east of the Kola Peninsula. *Geol. Carpathica*. Vol. 44. No. 5. P. 315–324.
- Balagansky V.V., Glaznev V.N., Osipenko L.G. (1998) Early Proterozoic evolution of the northeastern Baltic Shield: a terrane analysis. *Geotektonika*. No. 2. P. 16–28. (in Russ.).
- Benn D.I. (2013) Till fabric analysis. In: *Encyclopedia of Quat. Sci. Glacial Landforms, Sediments*. 2nd Ed. Elsevier. P. 76–80.
<https://doi.org/10.1016/b978-0-444-53643-3.00087-x>
- Benn D.I., Evans D.J.A. (2010) *Glaciers & Glaciations*. Second Edition. London: Hodder Education. 802 p.
- Bogdanov Yu.B. (Ed.). (2012) 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). Sankt-Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI (Publ.). 456 p. (in Russ.).
- Boyes B.M., Linch L.D., Pearce D.M. et al. (2021a) The Kola Peninsula and Russian Lapland: A review of Late Weichselian glaciations. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 267. P. 497–515.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107087>
- Boyes B.M., Linch L.D., Pearce D.M., Nash D.J. (2022a) The last Fennoscandian Ice Sheet glaciation on the Kola Peninsula and Russian Lapland (Part 1): Ice flow configuration. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 300. 107871.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107871>
- Boyes B.M., Linch L.D., Pearce D.M., Nash D.J. (2022b) The last Fennoscandian Ice Sheet glaciations on the Kola Peninsula and Russian Lapland (Part 2): Ice sheet margin positions, evolution, and dynamics. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 300. 107872.
<http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107872>
- Boyes B.M., Pearce D.M., Linch L.D. (2021b) Glacial geomorphology of the Kola Peninsula and Russian Lapland. *J. of Maps*. Vol. 17. Iss. 2. P. 497–515.
<http://doi.org/10.1080/17445647.2021.1970036>
- Chebotareva N.S., Makarycheva I.A. (1974) Poslednee oledenenie Evropy i ego geokhronologiya (The last glaciations of Europe and its geochronology). Moscow: Nauka (Publ.). 216 p. (in Russ.).

- Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjær K.H., Larsen E. (2006) The last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics. *Boreas*. Vol. 35. Iss. 3. P. 425–433.
<http://doi.org/10.1080/03009480600781883>
- Ekman I., Iljin V. (1991) Deglaciations the Younger Dryas end moraines and their correlation in Karelian A.S.S.R. and adjacent areas. In: *Eastern Fennoscandian Younger Dryas End Moraines*. Rainio H., Saarnisto M. (Eds.). Guide 32. P. 73–99.
- Gorbunov G.I. (Ed.) (1980) Geologicheskaya karta-shema Kol'skogo poluostrova. Masshtab 1:1000000 (Geological map of the Kola Peninsula. Scale 1:1000000). Apatity: GI KNTS RAN. (Publ.). (in Russ.).
- Grosswald M.G. (2009) Glaciation of the Russian North and Northeast during the last great cold spell. *Materialy glaciologicheskikh issledovaniy*. Iss. 106. P. 1–152. (in Russ.).
- Hattemstrand C., Kolka V., Stroeven A.P. (2007) The Keiva ice marginal zone on the Kola Peninsula, northwest Russia: a key component for reconstructing the palaeoglaciology of the northeastern Fennoscandian Ice Sheet. *Boreas*. Vol. 36. Iss. 4. P. 352–370.
<https://doi.org/10.1080/03009480701317488>
- Hughes A.L.C., Gyllenreutz R., Lohne Ø.S. et al. (2015) The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*. Vol. 45. Iss. 1. P. 1–45.
<http://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Japan Aerospace Exploration Agency. ALOS World 3D30 meter DEM. V3.2, Jan 2021 (2021) Distributed by OpenTopography. (access date: 10.11.2025).
<https://doi.org/10.5069/G94M92HB>
- Kajrukštis L.A., Basalykas A.B., Mikalauskas A.P. et al. (1983) Assessment of the dissection of the Lithuanian relief for the purposes of modeling regional development. *Trudy AN Litovskoi SSR. Seria B*. Vol. 5. No. 138. P. 85–93. (in Russ.).
- Kaplyanskaya F.A., Tarnogradskiy V.D. (1993) Glyatsial'naya geologiya: Metodicheskoe posobie po izucheniyu lednikovyykh obrazovaniy pri geologicheskoi s'emke krupnogo masshtaba (Glacial geology: Methodical textbook for study of glacial formations at the large-scale geological survey). Sankt-Petersburg: Nedra (Publ.). 328 p. (in Russ.).
- Korsakova O. (2021) Upper Pleistocene and Holocene stratigraphy in the Kola Peninsula and Northern Karelia (N–W Russia): Marine and glacial units. *Quat. Int.* Vol. 605–606. P. 108–125.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.11.040>
- Korsakova O., Molodkov A., Yelovicheva Ya., Kolka V. (2018) Middle Pleistocene marine deposits on the Kola Peninsula (NW Russia). *Quat. Int.* Vol. 509. P. 3–16.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.09.019>
- Korsakova O., Molodkov A., Zaretskaya N., Grigoriev V. (2024) Sedimentologic successions and chronology of the late Pleistocene deposits on the southern Kola Peninsula, northern Europe. *Quat. Res.* Vol. 122. P. 122–142.
<http://doi.org/10.1017/qua.2024.24>
- Kremenetski C.V., Patyk-Kara N.G. (1997) Holocene vegetation dynamics of the southeast Kola Peninsula, Russia. *The Holocene*. Vol. 7. Iss. 4. P. 473–479.
<https://doi.org/10.1177/095968369700700409>
- Larsen E., Kjær K.H., Demidov I.N. et al. (2006) Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia. *Boreas*. Vol. 35. Iss. 3. P. 394–424.
<https://doi.org/10.1080/03009480600781958>
- Lavrova M.A. (1960) Chetvertichnaya geologiya Kol'skogo poluostrova (Quaternary geology of the Kola Peninsula). Moscow–Leningrad: Nauka (Publ.). 233 p. (in Russ.).
- Lavrushyn Yu.A. (1976) Stroenie i formirovanie osnovnykh moren materikovyykh oledeneni (Structure and forming of basal moraines of continental glaciations). Moscow: Nauka (Publ.). 236 p. (in Russ.).
- Leont'eva O.P., Khanykova N.V. (1949) Otchet o geologo-s'emochnykh rabotakh, provedennykh Odomozerskoi geologo-s'emochnoi partiei Strel'ninskoi ekspeditsii v yugo-vostochnoi chasti Terskogo raiona Murmanskoi oblasti v 1948 gody (Report on geological survey work carried out by the Odomozero geological survey party of the Strelna expedition in the southeastern part of the Tersky district of the Murmansk region in 1948). Leningrad: Gosudarstvennoye geologicheskoe upravlenie (Publ.). P. 36–42. (in Russ.).
- Lunkka J.P., Kaparulina E., Putkinen N., Saarnisto M. (2018) Late Pleistocene palaeoenvironments and the last deglaciation on the Kola Peninsula, Russia. *Arktos*. Vol. 4. P. 1–18.
<https://doi.org/10.1007/s41063-018-0053-z>
- Matveev A.V. (1983) Denudation cut of the marginal uplands of Belarus. In: *Morphogenez na territorii Belorusii*. Minsk: Nauka i tekhnika (Publ.). P. 81–87. (in Russ.).
- Mergelov N., Zazovskaya E., Fazuldinova N. et al. (2024) Chronology and properties of macrocharcoal sequestered in boreal forest soils since deglaciation (southeast of the Kola Peninsula). *Catena*. Vol. 236. 107753.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2023.107753>
- Mitrofanov F.P. (Ed.) (2001) Geologicheskaya karta Kol'skogo regiona (Geological map of the Kola region) Apatity: GI KNTS RAN. (Publ.). (in Russ.).
- Niemelä J., Lukashov A., Ekman I. et al. (1993) The map of Quaternary deposits of Finland and northwestern part of Russian Federation and their Resources. 1:1000000. Geological Survey of Finland (Publ.).
- Nosova O.Yu., Vashkov A.A. (2021) Lithologic composition of coarse clastic fraction of the tillite from the west part of the Terskie Keivy glacial accumulative complex, southern Kola Peninsula. *Regionalnaya geologiya i metallogeniya*. No. 86. P. 11–22. (in Russ.).
http://doi.org/10.52349/0869-7892_2021_86_11-22
- Porter C., Morin P., Howat I. et al. (2018) ArcticDEM, Harvard Dataverse. V1. (access date: 09.02.2022).
<https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH>
- Remizova A. (2007) Obnovlennaya tsifrovaya geologicheskaya karta Murmanskoi oblasti masshtaba 1:200000 (Updated digital geological map of the Murmansk region, scale 1:200 000). Apatity: AO Murmanskaya geologorazvedochnaya ekspeditsiya (Publ.). (in Russ.).

- Selivanovskaya E.E., Markitakhina T.M. (1964) Otchet o geologo-s"emochnykh i poiskovykh rabotakh masshtaba 1:50000, provedennykh Ondomozerskoi partiei v Terskom raione Murmanskoi oblasti v 1960–1963 gg. (Report on geological survey and exploration work at a scale of 1:50 000, carried out by the Ondomozero party in the Tersky district of the Murmansk region in 1960–1963). Leningrad: Gosudarstvennyi proizvodstvennyi komitet RSFSR (Publ.). 311 p. (in Russ.).
- Strelkov S.A., Yevzerov V.Ya., Koshechkin B.I. et al. (1976) Istoriya formirovaniya rel'efa i rykhlykh otlozhenii severo-vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita (The history of the formation of the relief and loose deposits of the northeastern part of the Baltic Shield). Leningrad: Nauka (Publ.). 164 p. (in Russ.).
- Stroeven A.P., Hätterstrand C., Kleman J. et al. (2016) Deglaciation of Fennoscandia. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 147. P. 91–121.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.016>
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. (2004) Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 23. P. 1229–1271.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>
- Tolstobrova A.A., Korsakova O.P., Tolstobrov D.S., Kovalenko N.A. (2025) Diatoms from the bottom sediments of Lake Shukshinskoe (Ondomozero Keivy, south of the Kola Peninsula). *Voprosy sovremennoi algologii*. No. 1–2 (37–38). P. 313–316. (in Russ.).
- Vashkov A.A., Nosova O. Yu., Tolstobrov D.S. (2024) Glacial relief of the Central Part of the Kola region. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 55. No. 1. P. 70–92. (in Russ.).
<https://doi.org/10.31857/S2949178924010061>
- Vvedenskiy L.V. (1934) The relief of the southern part of the Kola Peninsula. *Izvestiya gosudarstvennogo geograficheskogo obschestva*. Vol. 66. Iss. 6. P. 844–864. (in Russ.).
- Yevzerov V.Ya. (Ed.) (1989) Karta chetvertichnykh otlozhenii s elementami geomorfologii Murmanskoi oblasti (The Map of Quaternary deposits of the Murmansk region with elements of geomorphology). Apatity: GI KNTS RAN (Publ.).
- Yevzerov V.Ya. (2014) Minerageniya rykhlogo pokrova severo-vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita (Minerageny of the loose cover of the north-eastern part of the Baltic Shield). Murmansk: MGTU (Publ.) 255 p. (in Russ.).
- Yevzerov V.Ya., Nikolaeva S.B. (2000) Marginal glacial formations of Kola region, north-west Russia. *Geomorfologiya*. No. 1. P. 61–73. (in Russ.).
- Yevzerov V.Y., Nikolaeva S.B. (2011) The ice sheet of the Kola Region in the interval of the marine isotopic stage (MIS) 4. *Dokl. Earth Sci.* Vol. 411. No. 1. P. 1598–1601.
<http://doi.org/10.1134/S1028334X11110249>
- Zaretskaya N.E., Vashkov A.A., Baranov D.V. et al. (2025) The onset and recession of the Last Scandinavian Glaciation in the eastern White Sea Region. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 56. No. 4. P. 571–597. (in Russ.).
<http://doi.org/10.7868/S2949179725040031>
- Zaretskaya N., Rybalko A., Repkina T. et al. (2021) Late Pleistocene in the southeastern White Sea and adjacent areas (Arkhangelsk region, Russia): Stratigraphy and palaeoenvironments. *Quat. Int.* Vol. 605–606. P. 126–141.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.10.057>