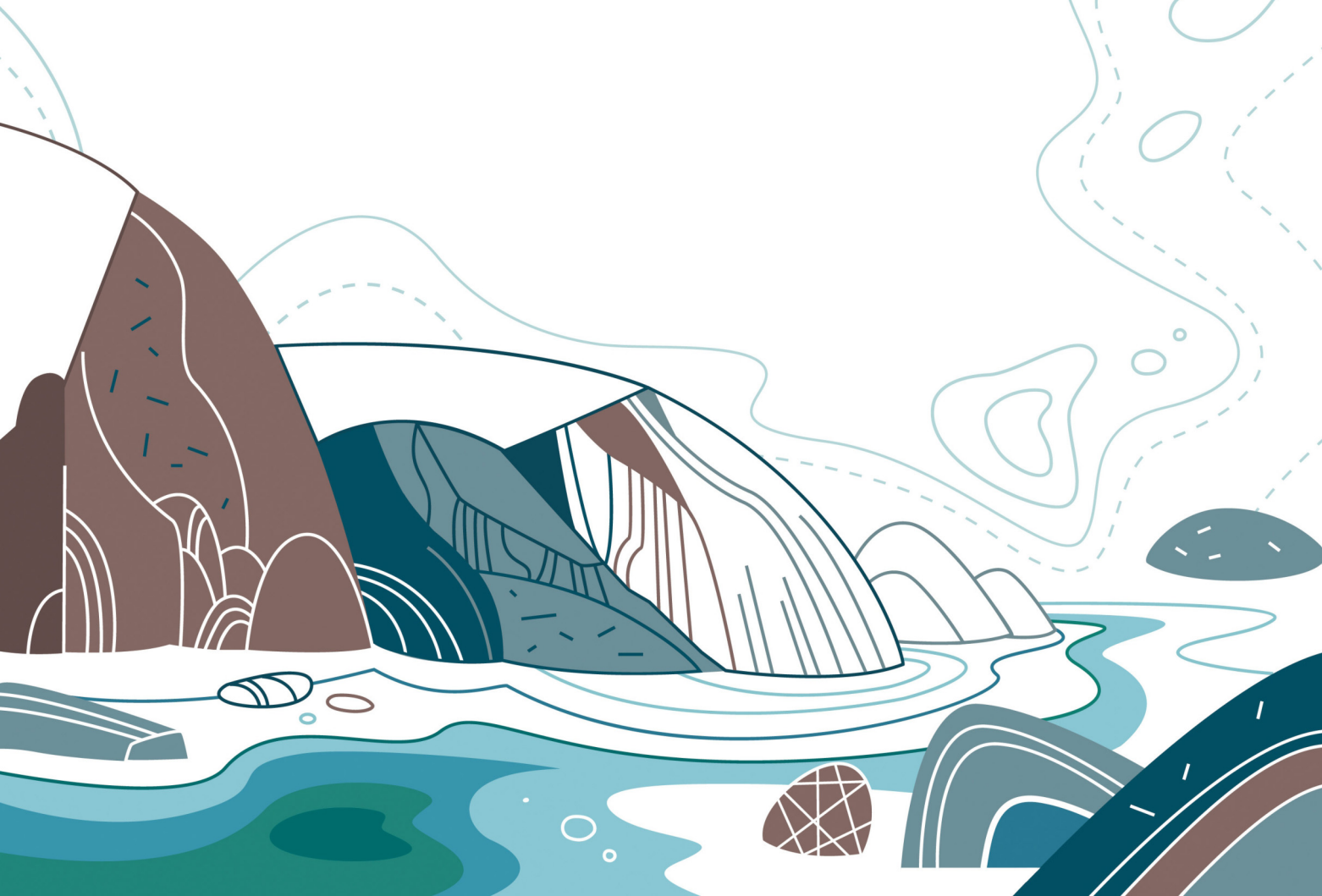


КОЛЬСКИЙ
НАУЧНЫЙ
ЦЕНТР



БЕЛОМОРСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА В ПОЗДНЕ-ПОСЛЕЛЕДНИКОВЬЕ

(по материалам Всероссийской конференции
и полевого симпозиума «Морские и озёрные бассейны
восточной периферии Балтийского щита
в четвертичное время»,
Апатиты, 10–15 сентября 2024 г.)



Геологический институт Федерального исследовательского центра
«Кольский научный центр Российской академии наук»
Всероссийский научно-исследовательский институт геологии
и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга
Институт географии Российской академии наук
Географический факультет Московского государственного университета
им. М.В. Ломоносова
Институт истории материальной культуры Российской академии наук

БЕЛОМОРСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА В ПОЗДНЕ-ПОСЛЕЛЕДНИКОВЬЕ

(по материалам Всероссийской конференции и полевого симпозиума
«Морские и озёрные бассейны восточной периферии Балтийского щита
в четвертичное время», Апатиты, 10–15 сентября 2024 г.)

Апатиты
Издательство Кольского научного центра РАН
2025

УДК 930.27:55124+556(1-924.14/16)
ББК 26.39
Б43

Печатается по решению Редакционного совета по книжным изданиям ФИЦ КНЦ РАН.

Коллектив авторов:

А. Е. Рыбалко, О. П. Корсакова, А. А. Вашков, Н. Е. Зарецкая, Т. Ю. Репкина,
С. Б. Николаева, С. В. Шварёв, Е. М. Колпаков, А. М. Киселёва, Д. В. Баранов,
О. С. Шилова, Н. Н. Луговой, П. Ю. Беляев

Рецензенты:

Панин А. В., д-р геогр. наук, чл.-корр. РАН;
Чикирёв И. В., канд. геол.-минерал. наук, зав. каф. ГиПИ МАУ

Б43 Беломорское побережье Кольского полуострова в поздне-последнеледниковье (по материалам Всероссийской конференции и полевого симпозиума «Морские и озёрные бассейны восточной периферии Балтийского щита в четвертичное время», Апатиты, 10–15 сентября 2024 г.) / ответственный редактор О. П. Корсакова. – Апатиты : Изд-во Кольского научного центра РАН, 2025. – 70 с. : ил.

ISBN 978-5-91137-536-2

Работа является результатом многолетних геологических и палеогеографических исследований, проводимых на Кольском побережье Белого моря усилиями геологов и палеогеографов Геологического института КНЦ РАН, Института географии РАН, ВНИИОкеангеологии, с привлечением ученых из других научных организаций. Представлены материалы, посвященные поздне-последнеледниковой палеогеографии и тектонике Канда拉克шского берега Белого моря. Рассматриваются актуальные вопросы четвертичной геологии, связанные с эволюцией Скандинавского ледникового покрова, с формированием разнофациальных ледниковых, водно-ледниковых и морских отложений в интра- и экстрагляциальных условиях, в условиях приледниковых морских и озёрных водоемов, существовавших по его восточной периферии. Внимание уделено и анализу тектонических проявлений, которые также спровоцированы влиянием последнего ледникового покрова.

УДК 930.27:55124+556(1-924.14/16)
ББК 26.39

Научное издание

Рыбалко Александр Евменьевич, Корсакова Ольга Павловна, Вашков Андрей Александрович и др.

БЕЛОМОРСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА В ПОЗДНЕ-ПОСЛЕЛЕДНИКОВЬЕ

(по материалам Всероссийской конференции и полевого симпозиума «Морские и озёрные бассейны восточной периферии Балтийского щита в четвертичное время», Апатиты, 10–15 сентября 2024 г.)

Технический редактор и компьютерная верстка Л. Д. Чистякова
Редактор и корректор С. А. Шарам

Подписано в печать 28.10.2025. Формат бумаги 60×84 1/8.

Усл. печ. л. 8,14. Заказ № 32. Тираж 300 экз.

Федеральный исследовательский центр «Кольский научный центр РАН».

184209, Апатиты, Мурманская область, ул. Ферсмана, 14.

Отпечатано в Федеральном исследовательском центре «Кольский научный центр Российской академии наук».

ISBN 978-5-91137-536-2
doi:10.37614/978.5.91137.536.2

© Коллектив авторов, 2025
© Геологический институт КНЦ РАН, 2025

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ (<i>О. П. Корсакова</i>).....	5
РАЗДЕЛ I	
ПРОЯВЛЕНИЕ ЛЕДНИКОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ, ГЛЯЦИОИЗОСТАЗИИ И ГОЛОЦЕНОВОЙ ТЕКТониКИ В ВЕРШИНЕ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЕА И НА ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ТЕРРИТОРИИ	7
Геология, тектоника и рельеф береговой зоны Кандалакшского залива (<i>А. Е. Рыбалко, Т. Ю. Репкина, П. Ю. Беляев</i>).....	7
Ледниковый рельеф в районе города Кандалакша – ребристая морена Лупче-Савино (<i>А. А. Вашков, О. П. Корсакова, Н. Е. Зарецкая</i>).....	13
Ледниковые образования в районе перевала Крестовый (<i>А. А. Вашков, О. П. Корсакова</i>)....	16
Морские и водно-ледниковые береговые формы на склонах горы Крестовая (<i>О. П. Корсакова</i>).....	20
Сейсмодислокации на побережье Кандалакшского залива и в бассейне озера Имандра (<i>С. Б. Николаева</i>).....	21
Каменные лабиринты как свидетельства голоценовой тектоники (<i>О. П. Корсакова, Е. М. Колпаков</i>).....	26
РАЗДЕЛ II	
ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫЕ И МОРСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ, ПАЛЕОСЕЙСМИЧНОСТЬ, АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ НА ПОБЕРЕЖЬЕ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА В КОЛВИЦКОЙ ДЕПРЕССИИ	31
Побережье Колвицкой губы у деревни Колвица: морфогенетические типы берегов кутовой части Кандалакшского залива (<i>А. Е. Рыбалко, Т. Ю. Репкина, П. Ю. Беляев</i>).....	31
Гляциофлювиальные и морские отложения в карьере восточнее деревни Колвица (<i>Н. Е. Зарецкая, А. А. Вашков, О. С. Шилова, Н. Н. Луговой, Д. В. Баранов</i>).....	36
Позднеледниковые образования в долине реки Колвица (<i>А. А. Вашков, О. П. Корсакова, Н. Е. Зарецкая</i>).....	38
Колвицкий водопад, археологические объекты в долине реки Колвица (<i>О. П. Корсакова, С. В. Шварёв, А. М. Киселёва</i>).....	41
Проявления палеосейсмичности в рельефе и позднеледниковых отложениях Колвицкой депрессии (<i>С. В. Шварёв</i>).....	43
РАЗДЕЛ III	
ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫЕ, ЛЕДНИКОВЫЕ И МОРСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПОБЕРЕЖЬЯ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА	53
Радиальная озовая гряда Вересельга (<i>А. А. Вашков</i>).....	53
Краевая морена у деревни Мосеево (<i>А. А. Вашков</i>).....	54
Моренная равнина в районе посёлка Умба (<i>А. А. Вашков, Н. Е. Зарецкая</i>).....	57
Морские образования, вскрытые в долине реки Кузрека (<i>Н. Е. Зарецкая</i>).....	59
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (<i>О. П. Корсакова</i>).....	61
ЛИТЕРАТУРА	65

ПРЕДИСЛОВИЕ

Белое море является внутренним морским бассейном, расположенным в высоких широтах и испытывавшим в четвертичное время неоднократное воздействие покровного оледенения. Дегляциация его котловины, связанная с последним ледниковым покровом, обусловила почти непрерывное гляциоизостатическое поднятие морских берегов, которое протекало на фоне тектонической активности Балтийского (Фенноскандинавского) кристаллического щита и которое сопровождалось формированием многочисленных архивов позднеплейстоценовых и голоценовых отложений и рельефа. В связи с этим научные исследования здесь были направлены на реконструкцию истории оледенений, которые проводились на основе изучения береговых форм рельефа, ледниковых и водно-ледниковых ландшафтов на побережье, стратиграфии (лито-, био-, магнитостратиграфии) и геохронологии (численного датирования, варвохронологии) ледниковых и межледниковых отложений, отложений из озерных котловин. Первые наиболее важные результаты были изложены в работах М. А. Лавровой (1960), А. А. Никонова (1966), С. А. Стрелкова с соавторами (Стрелков и др., 1976). Позже тема оледенений раскрывалась в работах и других авторов (Евзеров, 1996; Евзеров, Николаева, 2000; Вашков, Носова, 2021; Ekman, Iljin, 1991; Bakhmutov et al., 1994; Lunkka et al., 2018; и другие). Значительные успехи были достигнуты при оценке гляциоизостатического поднятия земной коры и перемещения береговой линии моря в поздне- и послеледниковое время при изучении донных отложений малых озерных котловин береговой зоны. Первые и наиболее важные результаты при решении этой сложной задачи были получены В. В. Колькой в соавторстве с коллегами из Геологического института Кольского научного центра РАН и Института геологии Карельского научного центра РАН (Колька, Корсакова, 2012, 2017; Колька и др., 2013, 2018 б и др.). Изучение гляциоизостазии на Беломорском побережье Кольского полуострова и прилегающих территорий сопровождалось выявлением здесь дифференцированных тектонических движений и палеосейсмодислокаций (Кошечкин, 1979; Евзеров и др., 2016; Николаева и др., 2016; Колька и др., 2018 а, 2019; Артющков и др., 2020).

Начиная с середины прошлого века в ходе многочисленных экспедиций проводятся морские геологические и геофизические исследования для изучения донных отложений Белого моря, морфологии его дна, литостратиграфии, истории развития, для выполнения региональных корреляций, для выявления особенностей дегляциации Беломорской котловины, для исследования современного седиментогенеза (Авилов, 1956; Джиноридзе, 1974; Невеский и др., 1976; Алявдин и др., 1977; Мануйлов и др., 1977; Рыбалко и др., 1987, 2017, 2020, 2022; Лисицын и др., 2010 и др.).

Особенно выразительная морфология рельефа, сложнопостроенные осадочные последовательности, слагающие ледниковые, водно-ледниковые, ледниково-морские, морские и озёрные образования, представлены на Беломорском побережье Кольского полуострова, а именно на Кандалакшском берегу. Здесь были проведены многолетние и разносторонние исследования ледниковых и водно-ледниковых комплексов интра- и экстрагляциального рельефа, береговых образований, палеосейсмичности, рассмотренных в их взаимосвязи друг с другом.

Полученные и представленные в книге результаты использовались для реконструкции Скандинавского ледникового щита на заключительных стадиях его эволюции, когда на его периферии функционировали приледниковые пресноводные водоёмы и морской бассейн. Подробно освещены и многочисленные тектонические проявления в породах кристаллического фундамента, в осадках ледникового парагенетического ряда, что показало тесную взаимосвязь эндо- и экзогенной тектоники. В палеогеографическом контексте и в связи с перемещением береговой линии Белого моря в голоцене в книге рассматриваются и археологические объекты (каменный лабиринт, неолитические стоянки).

Доступные и интересные объекты исследования, представленные в книге, в полевых условиях демонстрировались для широкого круга геологов, палеогеографов, экологов, археологов, биологов во время Всероссийской конференции и полевого симпозиума «Морские и озёрные бассейны восточной периферии Балтийского щита в четвертичное время», которые проводились Геологическим институтом КНЦ РАН при участии Института географии РАН, ФГБУ «ВНИИОкеангеология» и при содействии РНФ. Книга включает три взаимосвязанных раздела, посвященные рассмотрению репрезентативных локаций на Кольском побережье Кандалакшского залива. В первом разделе рассматриваются проявления ледниковой деятельности, гляциоизостазии и голоценовой тектоники в вершине залива и на прилегающей к нему территории. Второй раздел включает описание водно-ледниковых и морских образований, проявленных в них сейсмодислокаций, а также археологических объектов в Колвицкой депрессии. Третий раздел посвящён водно-ледниковым, ледниковым и морским образованиям восточной части побережья Кандалакшского залива.

В разделах представлены результаты исследований, полученные при частичном финансировании гранта РНФ 22-17-00081, а также при выполнении тем НИР FMEZ-2024-0007 государственного задания ГИ КНЦ РАН, FMWS-2024-0005 и FMWS-2024-0003 государственного задания Института географии РАН.

Издание рекомендовано широкому кругу специалистов – геологам, палеогеографам, геоморфологам – и студентам средних и высших учебных заведений при прохождении их учебной или производственной практик, а также людям, интересующимся природой и естественной историей Кольского региона.

О. П. Корсакова, канд. геогр. наук

РАЗДЕЛ I

ПРОЯВЛЕНИЕ ЛЕДНИКОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ, ГЛЯЦИОИЗОСТАЗИИ И ГОЛОЦЕНОВОЙ ТЕКТониКИ В ВЕРШИНЕ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ И НА ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ТЕРРИТОРИИ

ГЕОЛОГИЯ, ТЕКТониКА И РЕЛЬЕФ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА

Кандалакшский залив – самый глубокий и наиболее изученный залив Белого моря. Для него была составлена первая навигационная карта. Здесь на Белом море проведены геолого-съёмочные работы, сейсмоакустические исследования и составлены геологические карты, сейсмо- и стратиграфические схемы. Активно проводилось изучение четвертичных отложений на дне залива.

Тектоника. По существующим в настоящее время представлениям, очертания Кандалакшского залива и его рельеф (рис. 1) обусловлены системой рифейских грабенов, которые сформировались на пассивной окраине палеократона Балтика в интервале 1263–1080 млн лет назад (Балуев и др., 2012).

Активизация древних разломов в четвертичное время привела к возникновению глубоководной ложбины, которая и предопределила положение Кандалакшского залива. Окончательное формирование этой структуры определялось двумя факторами – эндогенными тектоническими напряжениями в рассматриваемой части Балтийского кристаллического щита и динамическими нагрузками, связанными с развитием и деградацией Скандинавского ледника (Балуев и др., 2012).

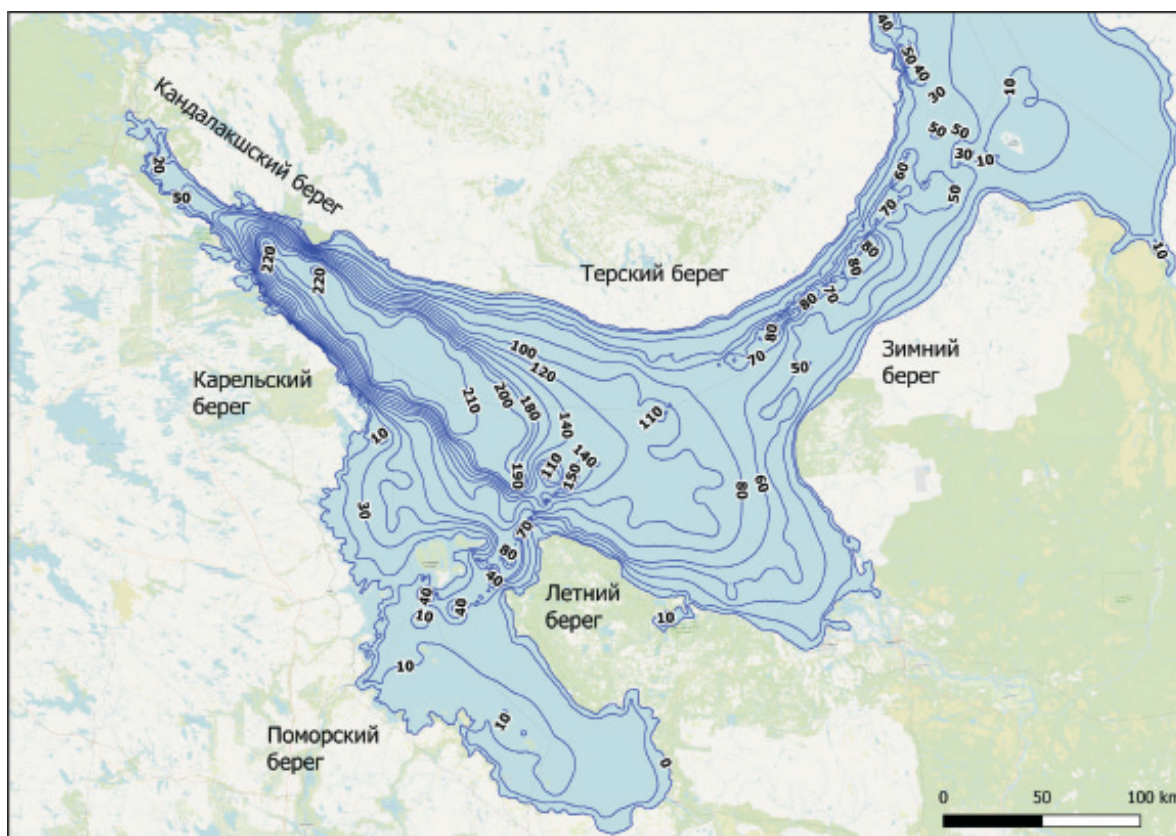


Рис. 1. Глубина Белого моря по (Никифоров и др., 2012)

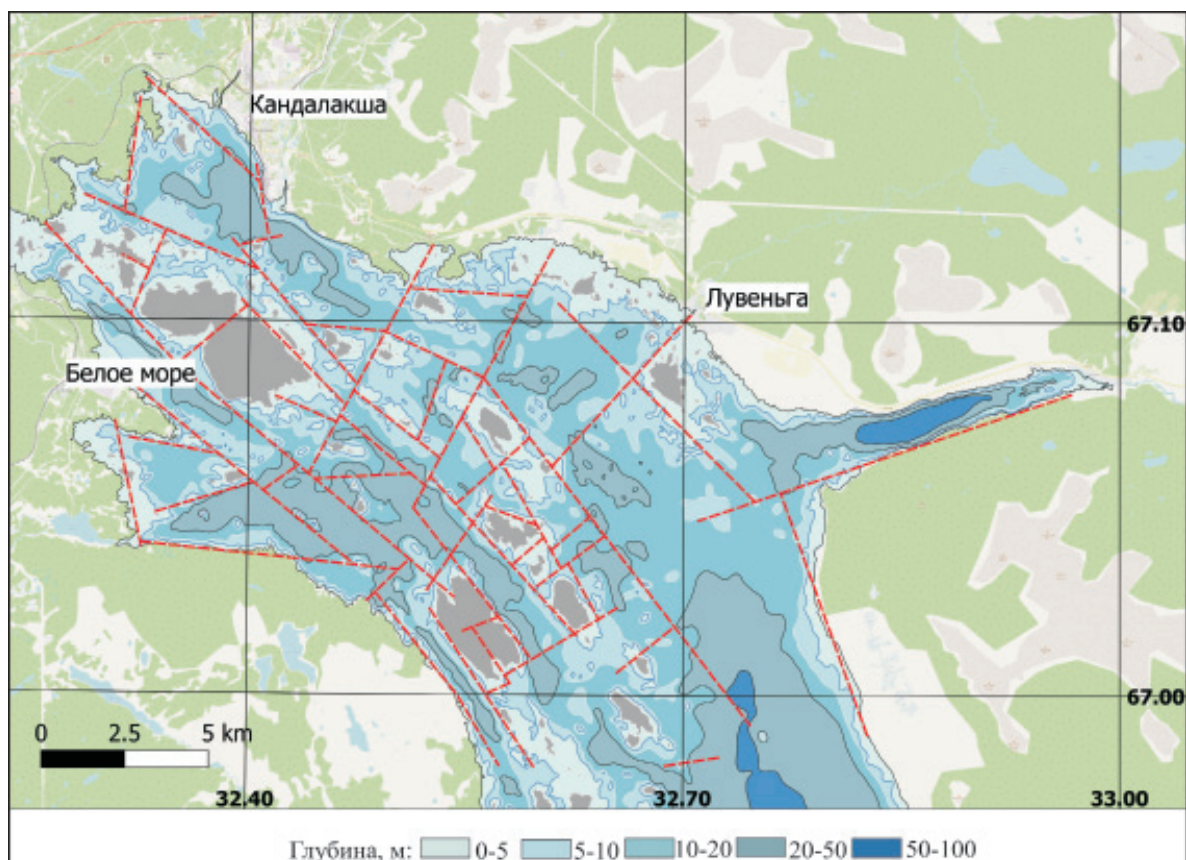


Рис. 2. Схема современных разрывных нарушений (показаны красными линиями) кристаллического фундамента в вершине Кандалакшского залива (по дистанционным и геофизическим данным); рельеф дна показан по (<https://www.esri.com>)



Рис. 3. Сейсмодислокация на северном берегу Кандалакшского залива

Мелководная западная часть Кандалакшского залива, называемая Кандалуха, от скальной перемычки в районе Порьей губы и острова Великий соответствует Колвицкому грабену и современной рифтогенной системе. В кутовой части залива, где располагается порт Кандалакша, в виде системы луд, корг и островов выражены так называемые Кандалакшские шхеры и отражена мелкоблоковая структура коренного цоколя из кристаллических пород архея и нижнего протерозоя (рис. 2). Шхеры – это линейные структурные гряды и гряды ледникового происхождения. Преимущественно структурное их происхождение подчёркивается выходами газов по трещинам, а также гидрологическими измерениями, которые указывают на приток в нижнюю часть водной толщи относительно опреснённых вод (Рыбалко и др., 2013). На скальных берегах Кандалакшского залива и островов установлены многочисленные сейсмодислокации. В одной из них видно смещение приливной линии по разлому на расстояние до 1 м, что указывает на ее молодое происхождение (рис. 3).

Геология рыхлого покрова. Мощность четвертичных отложений Кандалакшского залива не-

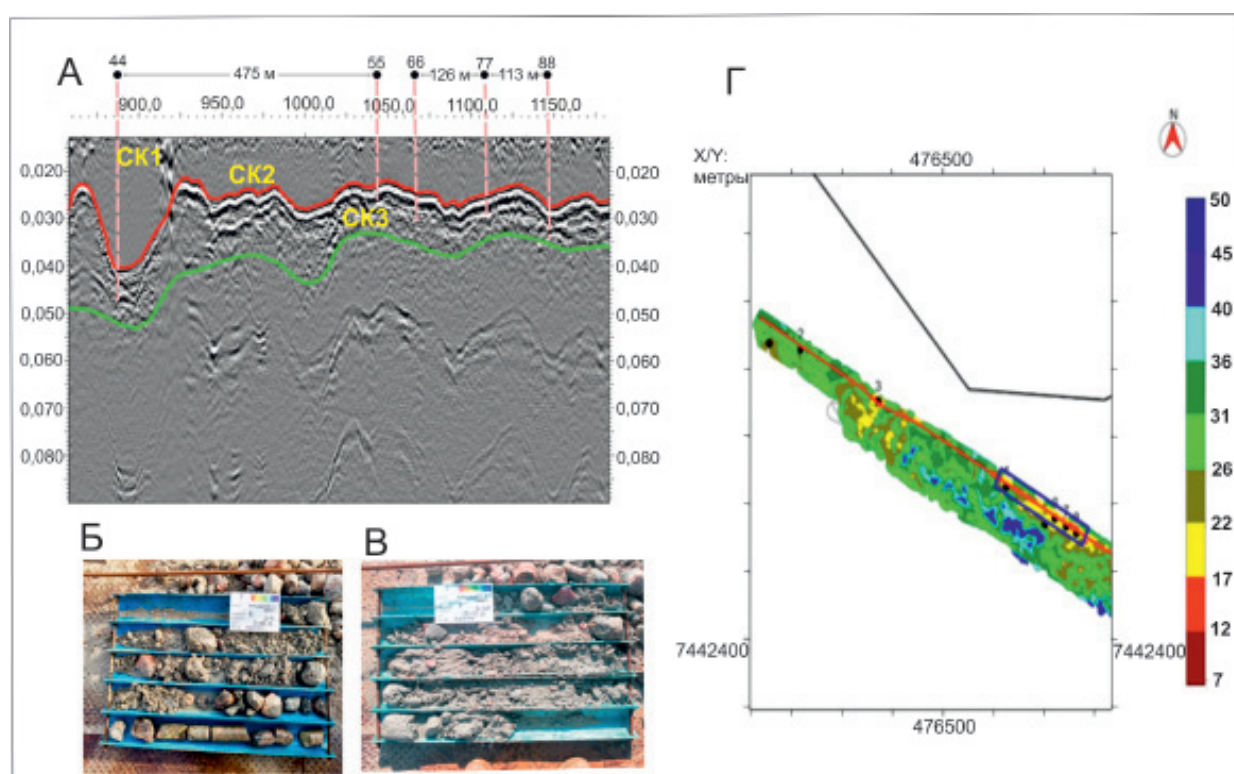


Рис. 4. Сейсмограмма с основными отражающими горизонтами и комплексами (СК). СК1 – маломощный слой голоценовых морских осадков; СК2 – морена (тилл); СК3 – архей-протерозойский фундамент (А); керны скважин 6 (верхние – 5 м, устье скважины на глубине 16 м, забой – 20.5 м) и 7 (верхние – 4.5 м, устье скважины на глубине 17 м, забой – 20.5 м), вскрывших предположительно морену (Б и В) (материалы администрации Канда拉克шского порта, 2023); данные многолучевого эхолота (Г) на главном Канда拉克шском фарватере, цветная шкала показывает глубину воды. Скважиной 6 (Б) вскрыто: 0–0.8 м – суглинок серый, текуче-пластичный, заиленный; 0.8–3.3 – песок мелкозернистый со щебнем, дрсвой и гравием (до 15 %), серый, водонасыщенный; 3.3–5.0 – гранит серо-розовый, выветрелый, трещиноватый; скважиной 7 (В) вскрыто: 0–0.4 – суглинок серый, текуче-пластичный, заиленный; 0.4–4.5 – песок мелкозернистый со щебнем, дрсвой и гравием (до 15–20 %), серый, водонасыщенный

равномерна. Наряду с впадинами, где происходит накопление нефелоидных илов, обширные площади морского дна практически лишены покрова рыхлых осадков. По данным (Рыбалко и др., 2017, 2020, 2022), в основании разреза рыхлых отложений залегает морена (тилл) последнего ледникового покрова, представленная отложениями осташковского горизонта валдайского надгоризонта. На сейсмограммах она выявлена по хаотическому типу записи с отдельными (до 10–20 км) отражающими рефлекторами (рис. 4 А и 5). Тилл залегает покровом или формирует гряды на выступах кристаллического фундамента. Мощность его варьирует от первых метров до 25 м. Морена сложена плотным, серым глинистым песком с валунами и гальками, количество которых может достигать 50 %. В 2023 г. тилл был впервые вскрыт в зоне главного Канда拉克шского фарватера при инженерно-геологических изысканиях (рис. 4 Б, В).

Ледниковые отложения перекрыты обычно полупрозрачными на сейсмограммах слоистыми морскими осадками, которые, по данным геологического пробоотбора, соответствуют толще пепельно-серых песчанистых алевроглин с примесью гравия и гальки, с характерной ленточноподобной слоистостью. Общая их мощность обычно составляет первые метры, но по геофизическим данным в западной части залива возрастает до 15–20 м. Эти отложения, прикрытые маломощным чехлом подводного перлювия (валунно-галечной отмостки), образуют обширные ареалы на морском дне на глубинах менее 60 м; в кутовой части залива они нередко отсутствуют, а на морене (тилле) непосредственно залегает маломощный слой песчано-глинистых современных морских осадков (рис. 5).

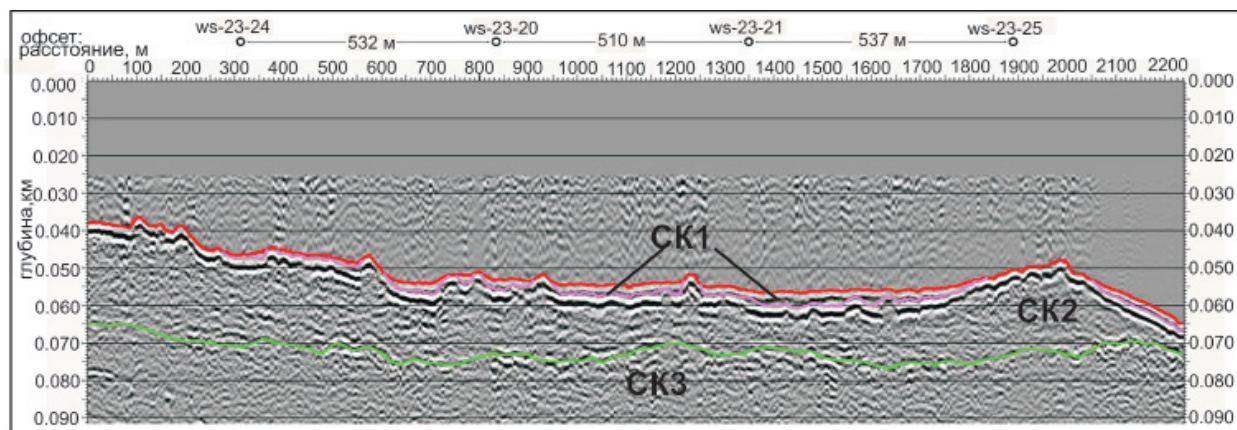


Рис. 5. Сейсмоакустический профиль с основными отражающими горизонтами и комплексами (СК). СК1 – маломощный слой голоценовых морских осадков мощностью не более 4 м; СК2 – морена (тилл); СК3 – архей-протерозойский фундамент; кровля морены, показанная розовой линией, неровная, локально морена обнажается на дне залива

Распределение донных осадков в вершине Кандалакшского залива «мозаично» (рис. 6), что отражает и мелкоблоковое строение кристаллического фундамента и характер современных гидрологических процессов.

Рельеф береговой зоны. В результате неравномерного послеледникового поднятия, средняя скорость которого за последние приблизительно 2–4 тыс. лет составляет в районе города Кандалакша и посёлка Умба около 3.4 мм/год (Колька и др., 2013; Колька, Корсакова, 2017), а на острове Олений – около 4.6 мм/год (Колька и др., 2018), расчленённый подводный рельеф попадает в береговую зону, создавая фиардово-шхерное (Каплин и др., 1991) расчленение береговой линии (рис. 7).

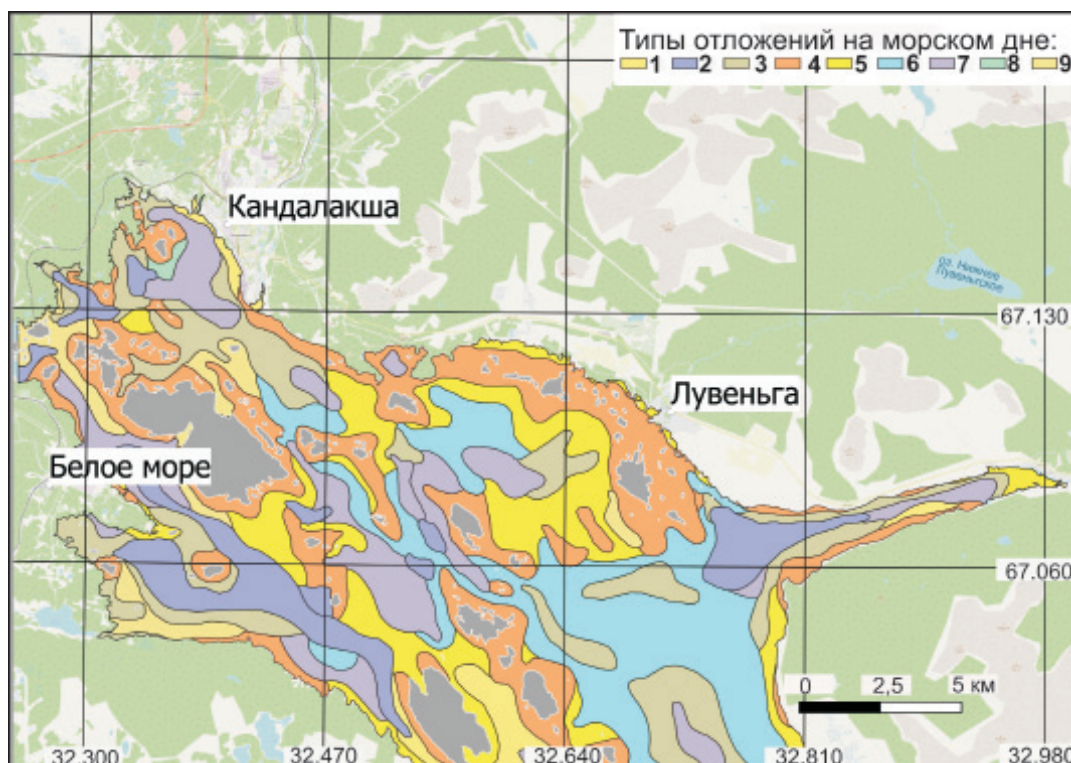


Рис. 6. Литологическая карта донных отложений в вершине Кандалакшского залива. Условными знаками показаны типы отложений: 1 – песок алевритистый; 2 – алевропелит; 3 – песок алевритопелитовый (песчаный миктит) с грубообломочным материалом; 4 – валуны, щебень, дресва кристаллических пород с песком разнотернистым; 5 – песок разнотернистый; 6 – алеврит песчаный; 7 – алевропелит песчаный; 8 – песок разнотернистый с валунами, щебнем кристаллических пород, с примесью алеврита и пелита; 9 – песок пелитовый

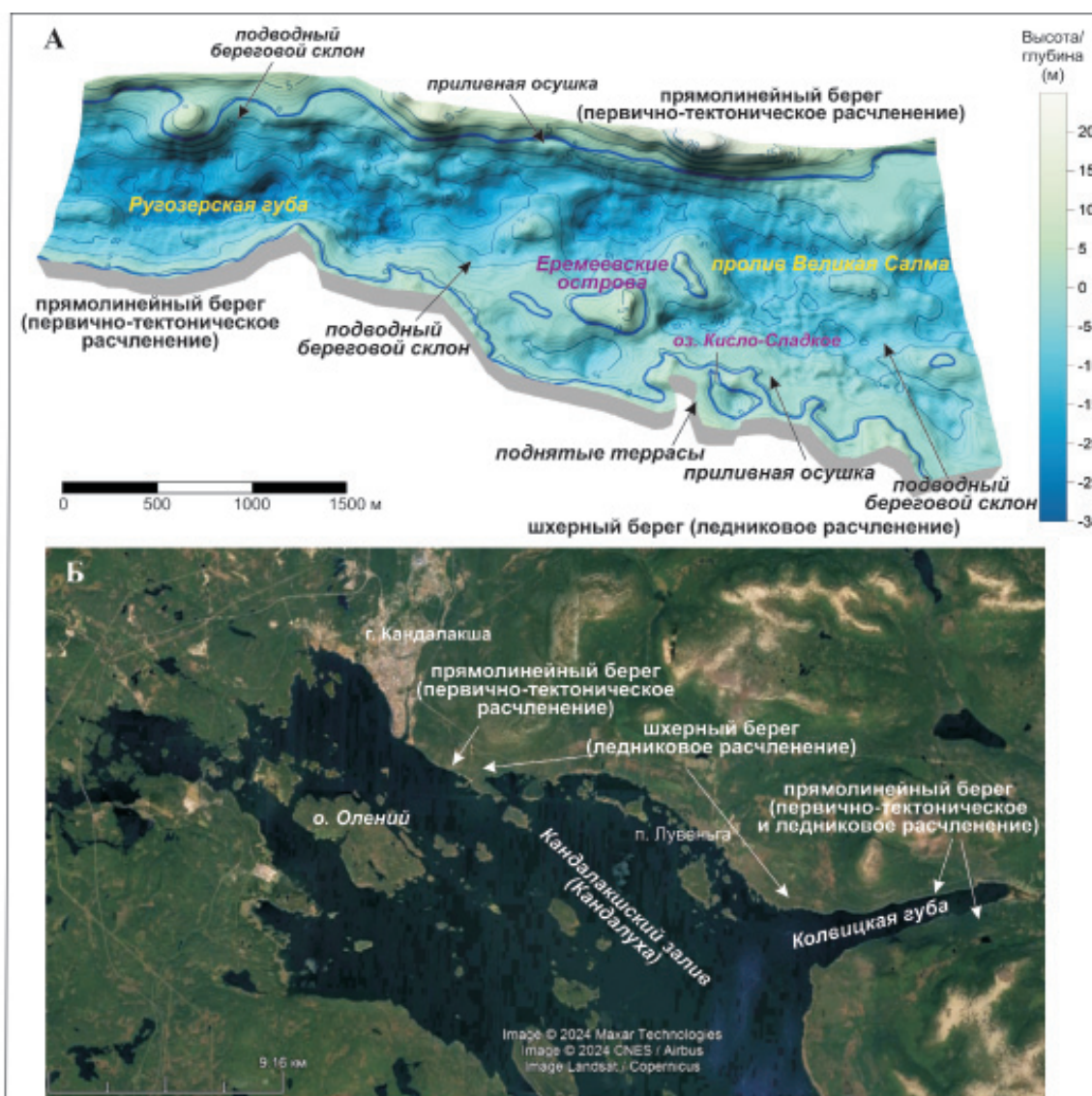


Рис. 7. Фиардово-шхерное расчленение берегов Кандакшского залива.

А – совмещённая цифровая модель дна и берегов пролива Великая Салма, Карельский берег по (Repkina et al., 2023);
Б – изображение Google Earth (<https://www.google.com/earth/>), находящееся в свободном доступе

Для фиардово-шхерных берегов характерны отчётливая вертикальная зональность обстановок морфолитогенеза и их частая смена вдоль контура берега. В Кандакшском заливе береговые процессы действуют, как правило, в диапазоне глубин и высот – от 5 м ниже среднего уровня моря и до 2 м выше среднего уровня моря (рис. 8). Однако границы береговой зоны и морфолитодинамических зон внутри неё могут изменяться в зависимости от сочетания параметров приливов и волн на конкретных участках.

Подводный береговой склон – это зона действия волн и приливных течений ниже уровня малой воды сизигии. Его морфология зависит от геологического строения. У скалистых прямолинейных берегов, контролируемых разломами, склон крутой и узкий, мало изменён морем. Там, где коренные породы перекрыты мореной (тилло), в результате её селективного размыва склон приобретает характерный выпукло-вогнутый поперечный профиль. Останцы холмов и гряд, бронированные обломками, становятся границами литодинамических ячеек и ядрами аккумуляции прибрежных наносов.

Приливная осушка – это зона наиболее активного преобразования рельефа волнами и припайными льдами (Романенко и др., 2012; Репкина и др., 2015; Repkina et al., 2023) между уровнями ма-

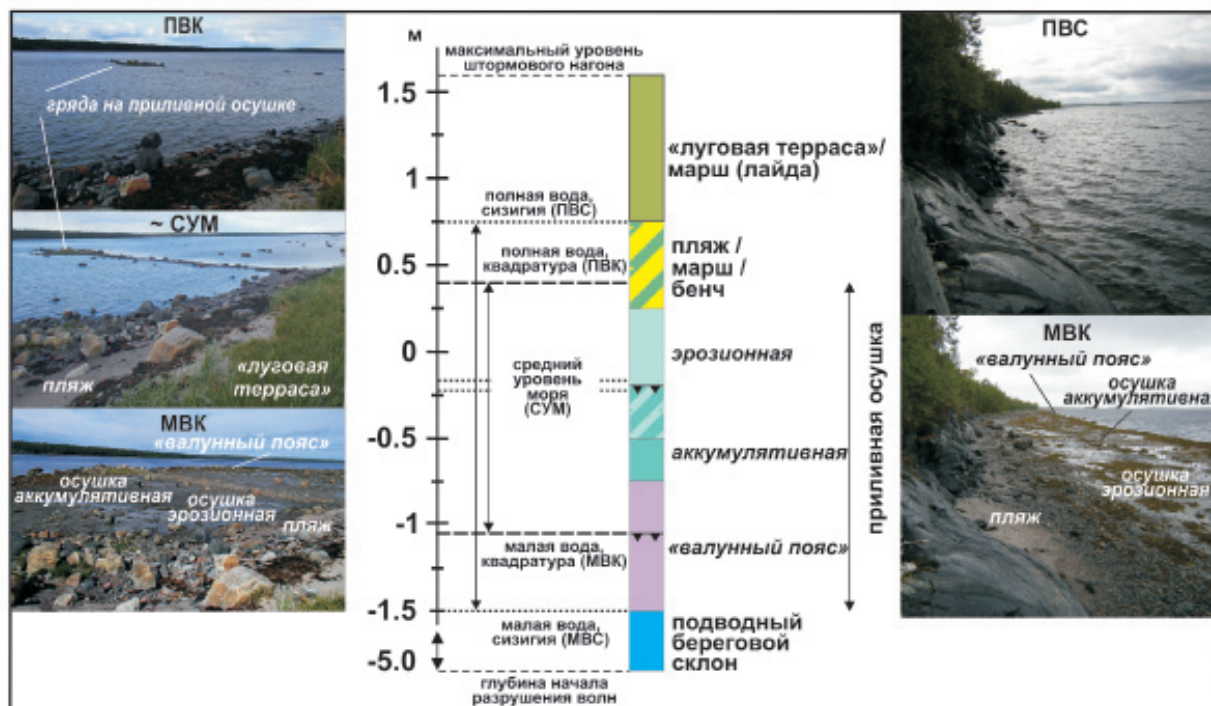


Рис. 8. Типичные формы рельефа фиардово-шхерных берегов Кандалакшского залива и их положение относительно уровня моря по (Repkina et al., 2023)

лой и полной воды сизигии. Ведущие процессы морфолитогенеза, рельеф и состав наносов осушки закономерно изменяются снизу вверх. Вдоль её мористого контура, на уровне малой воды квадратуры, за счёт разгрузки материала ледового разноса и волновой аккумуляции формируется «валунный пояс», сложенный преимущественно крупными обломками с галечно-гравийно-песчаным заполнителем.

В нижней части осушки, в волновой тени «валунного пояса», может образоваться песчаный «отливный пляж». Верхняя граница зоны аккумуляции изменчива, но никогда не бывает выше среднего уровня моря. Верхняя часть осушки – зона активной деструкции берега припайными льдами и, в меньшей степени, волнами между средним уровнем моря и уровнем полной воды квадратуры. Лёд ложится на дно во время отлива, в прилив всплывает, захватывая обломки размерами до мелких валунов, а затем, когда припай отрывается от берега, уносит их из береговой зоны. Траектория ледового разноса обычно совпадает с направлением отливных течений, но может быть изменена ветром. На поверхности осушки остается прерывистый, тонкий слой наносов в виде песка, гравия, гальки, валунов. В эрозионных окнах обнажаются перемытые морские или ледниковые отложения или же коренные породы. Редкие аккумулятивные формы представляют собой скопления продуктов ледового и волнового транспорта наносов перед препятствиями – выступами бенча или останцами ледниковых форм.

У верхней границы осушки вблизи уровня полной воды сизигии ведущим процессом образования рельефа вновь становятся волны, действующие во время полной воды, а также в штормы. Рельеф и отложения здесь вновь перестраиваются. На берегах, открытых волнам, формируются бенчи, узкие песчаные и песчано-галечные пляжи, иногда – томболо, пересыпи и косы, а там, где воздействие волн ослаблено, – марши. В результате послеледникового поднятия эти формы оказываются выше зоны регулярного воздействия моря и стабилизируются растительностью. Однако на участках, доступных штормовым заплескам, отмершие береговые линии могут быть изменены волнами. В Кандалакшском заливе такие участки представлены до высоты 2 м над средним уровнем моря. Здесь же в результате напорного действия припайных льдов могут формироваться льдо-напорные валы.

Таким образом, поднятые береговые линии представляют собой сочетание скалистых уступов, небольших холмов и гряд, сложенных или бронированных валунами, отмытыми из морены (тилла),

форм ледового разноса и/или напора, с редкими формами волновой и приливной аккумуляции, представленными береговыми валами, косами, поднятыми маршами и другими аккумулятивными образованиями. Их соотношение позволяет реконструировать обстановки, существовавшие в береговой зоне в прошлом.

Время «транзита» подводного рельефа через береговую зону зависит от сочетания таких факторов, как скорость послеледникового поднятия, параметры волн и амплитуда приливов. Если эти факторы существенно не изменялись, то современная береговая зона Кандалакшского залива формируется в течение примерно 2.3–1.5 тыс. лет. Самая низкая из «древних» береговая линия отражает условия развития берега за последние 700–400 лет (Repkina et al., 2023).

ЛЕДНИКОВЫЙ РЕЛЬЕФ В РАЙОНЕ ГОРОДА КАНДАЛАКША – РЕБРИСТАЯ МОРЕНА ЛУПЧЕ-САВИНО

Ребристая морена, или роген-морена, является субгляциальным ледниковым рельефом, тяготеющим к прикраевой части ледника. В Кольском регионе среди субгляциальных аккумулятивных форм также выделены друмлины, холмистые морены и флютинг-морены (Дедков и др., 1989). Ребристая морена в виде характерного параллельно-грядового рельефа ориентирована поперёк к направлению движения ледника (рис. 9).

В юго-западной части Кольского региона и в северной Карелии ребристая морена представлена несколькими участками, отнесёнными к трём районам их распространения: Вересельга-Колвицкому, Кандалакшскому и Северо-Карельскому (рис. 10). Ребристая морена Лупче-Савино относится к Кандалакшскому району, где она находится на абсолютных отметках от 20 до 145 м н.у.м., и представлена комплексом параллельно-грядового рельефа с котловинами, разделяющими гряды. Гряды имеют длину 0.5–1.6 км, ширину 0.12–0.25 км и высоту 5–14 м, реже до 20 м. В плане они слабоизвилистые, чаще спрямлённые, располагаются на расстоянии 0.16–0.35 км друг от друга.

Строение двух параллельных гряд высотой до 12 м вскрывается в крупном карьере и в природной выемке, расположенных к юго-востоку от посёлка Лупче-Савино. Гряды ориентированы по азимуту 20–200°. Поверхность гряд преимущественно террасирована, на одной из них отмечается валунная отмостка. Пригребневые части гряд сложены диамиктоном с преобладанием оливково-серого песка, тонко- и мелкозернистого, глинистого, с гравием, галькой и валунами, количество которых достигает 30 %.

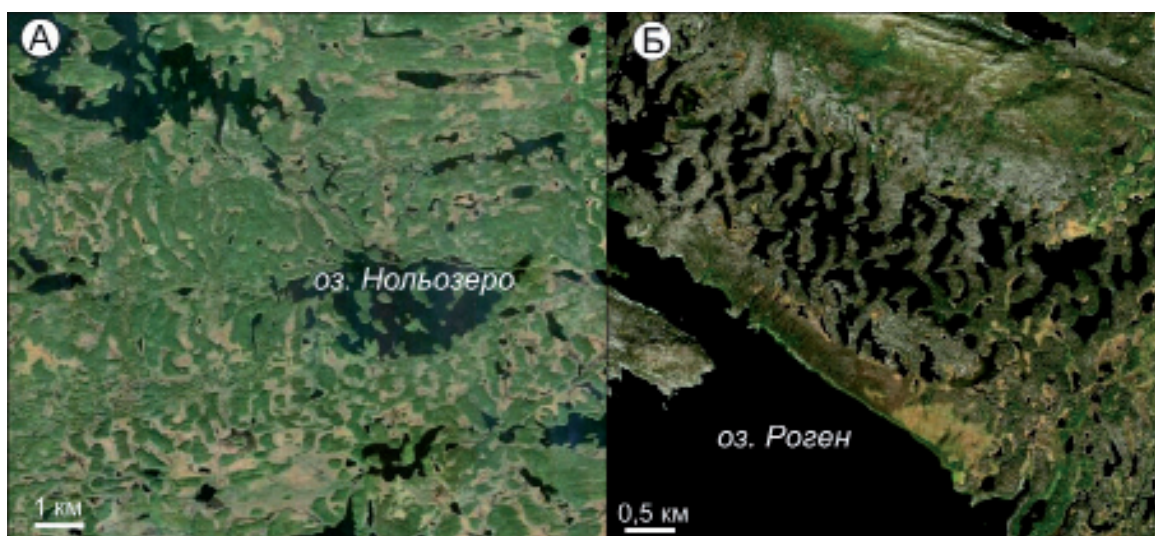


Рис. 9. Роген-морена: А – в районе озера Нольозеро, северная Карелия; Б – в районе озера Роген, северо-западная Швеция; основа – изображение Google Earth (<https://www.google.com/earth/>), находящееся в свободном доступе

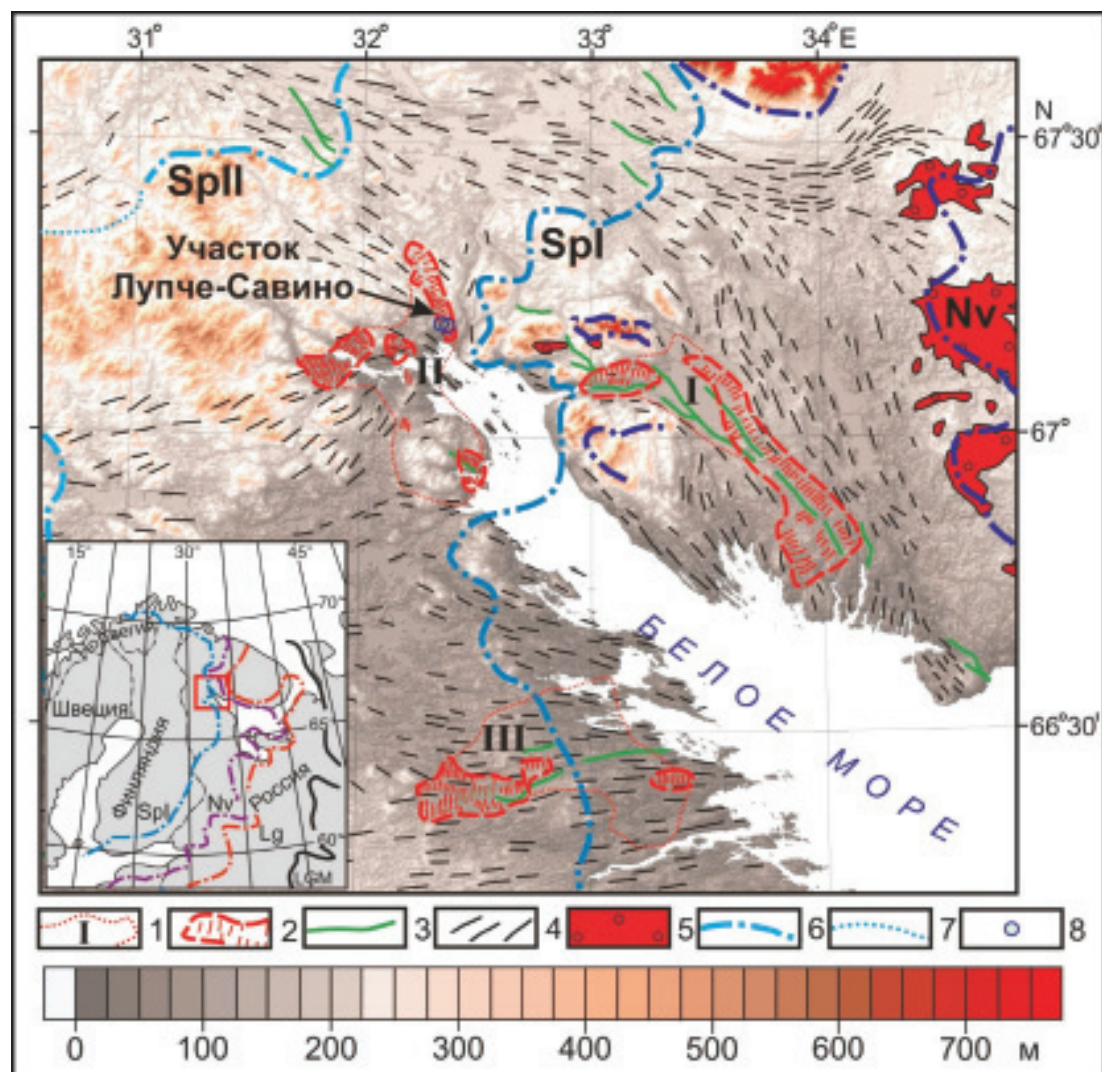


Рис. 10. Распространение ребристой морены в юго-западной части Кольского региона:

1 – районы распространения (I – Вересельга-Колвицкий, II – Кандалакшский, III – Северо-Карельский); 2 – участки в пределах районов с указанием направления простирания гряд; 3 – озы; 4 – продольно ориентированный субгляциальный рельеф (включая друмлины); 5 – холмистая морена; 6 – границы фаз сокращения ледникового покрова; 7 – то же, предполагаемые; 8 – пункты исследования ребристой морены Лупче-Савино. Буквами обозначены фазы развития последнего ледникового покрова: LGM – максимум последнего оледенения, Lg – лужская фаза, Nv – невская фаза, Spl – фаза Салпаусселька I, SpII – фаза Салпаусселька II

Расчистка 1 (67°11'48.3" с. ш.; 32°21'36.2" в. д.) в карьере (P1 на рис. 11) вскрывает пригребневую часть гряды и расположена вкрест ее простирания. Здесь представлен диамиктон, который имеет слоистую текстуру за счёт тонких прослоев и линз плотного светло-оливково-коричневого разнотекстурного, преимущественно мелкозернистого, песка с гравием. Линзы волнистой, извилистой формы, толщиной до 3 см.

Расчистка 2 (67°11'46.6" с. ш.; 32°21'32.1" в. д.) расположена в северо-западном борту карьера (P2 на рис. 11) и вскрывает диамиктон, слагающий гряду. Диамиктон перекрыт светло-коричневато-серым среднетекстурным песком с гравием, слоистым за счёт прослоев и линз гравелистого крупнозернистого песка. Над песком залегает оливковый алеврит с неоднородным содержанием примесей тонко- и мелкозернистого песка. Мощность этого алевритистого слоя достигает 0.8 м. В алеврите встречаются отдельные обломки гравия, гальки и валунов (до 0.7 м в диаметре), а также прослои с большим количеством обломков морских раковин (*Mytilus edulis*). По результатам радиоуглеродного датирования их калиброванный возраст составил 9415–9270 лет (MKL-A6674). Выше по разрезу залегает слоистый светло-коричневато-серый мелкозернистый песок с примесью гравия и галь-

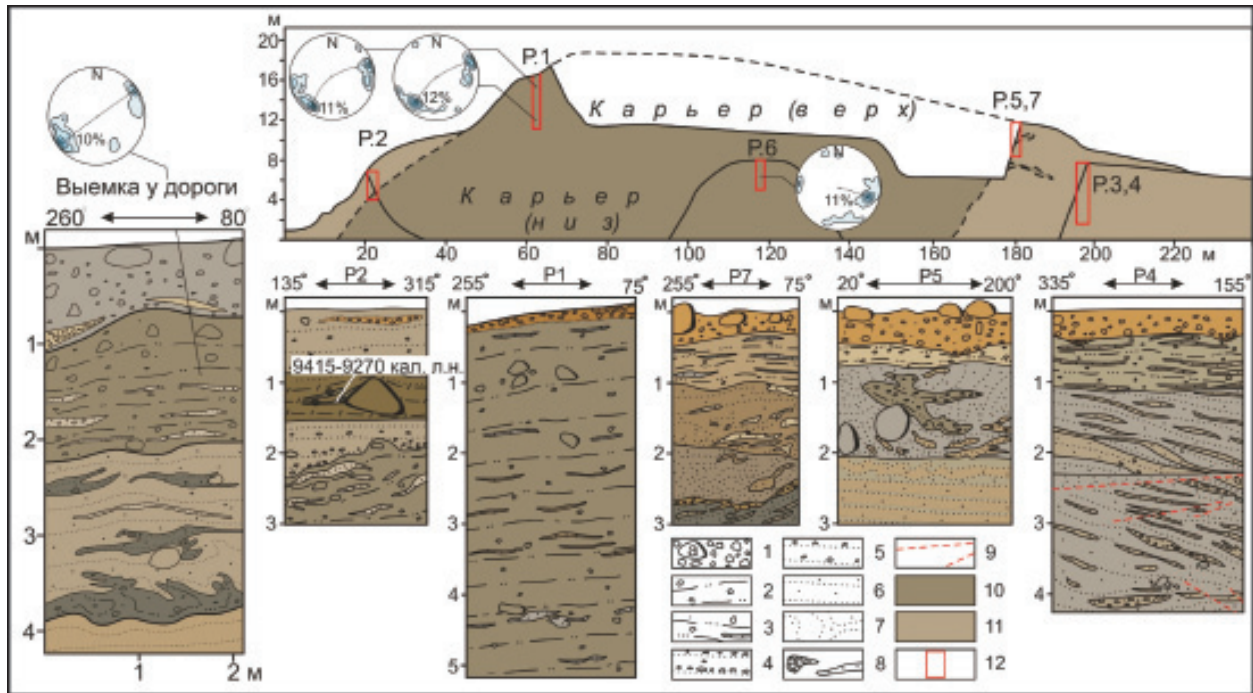


Рис. 11. Строение гряд ребристой морены Лупче-Савино; разрез в придорожной выемке у посёлка Лупче-Савино (слева); общая схема карьера (сверху) и разрезы, вскрытые расчистками в карьере (снизу). 1 – гравийно-галечный материал с валунами (а – отдельные валуны более 0.5 м в диаметре); 2 – диамиктон; 3 – глинистый песок с гравием и галькой, слоистый; 4 – разнотернистый песок с прослоями гравия и гальки; 5 – разнотернистый песок с включениями гравия; 6 – средне- и мелкозернистый песок, слоистый; 7 – мелко- и тонкозернистый песок с деформированной слоистостью; 8 – линзы; 9 – разрывные нарушения (сдвиги, сбросы); обозначения на схеме карьера: 10 – диамиктон, 11 – песок, 12 – расчистки; структурные диаграммы ориентировки длинных осей крупнообломочного материала построены на нижней полусфере сетки Шмидта; изолинии плотности проведены через 2.5–5–7.5–10 %

ки, мощностью до 1 м. Песок и алевроит, перекрывающие диамиктон, слагают фрагмент морской террасы, на поверхности которой прослеживаются береговые валы.

В придорожной выемке (67°11'43.0" с. ш.; 32°20'46.3" в. д.) на юго-восточном склоне описанной выше гряды вскрываются осадки, слагающие дистальную ее часть (рис. 11, 12 А). Под толщей несортированного песка с гравием, галькой и валунами залегает диамиктон со слоистой и сланцеватой текстурой, мощностью до 1.6 м. Он перекрывает слоистый оливково-серый мелкозернистый песок с линзами светло-коричнево-серого среднетернистого песка местами с гравием и галькой, а также с линзой оливково-серого глинистого песка с гравием, галькой и валунами. Линзы имеют сложную форму и падение в основном в западных и юго-западных румбах. Общая мощность этой песчаной толщи около 1.6 м. В основании разреза залегает мелкозернистый песок, однородный, слоистый. Слоистость в верхней части слоя со складчатыми деформациями.

Формирование ребристой морены Лупче-Савино происходило во время одной из заключительных фаз сокращения последнего ледникового покрова (Korsakova et al., 2023) на относительно небольшом удалении от его краевой зоны. Субпараллельные гряды образовались в результате сдавливания и деформации ледниковых отложений (рис. 12 Б, В) при торможении активных ледниковых лопастей и языков в пределах понижений ледникового субстрата (Aario, Forsström, 1979; Möller, 2006). Есть мнение, что торможение и сдавливание могли возникать при взаимодействии нескольких ледниковых языков, когда один из них являлся упором для другого (Каплянская, Тарноградский, 1993). На участке Лупче-Савино, расположенного на побережье в кутовой части Канда-лакшского залива, условия, благоприятные для формирования ребристой морены, имели место в фазу Салпаусселька I, так как здесь сходилась не менее трёх ледниковых лопастей (Boyes et al., 2023).

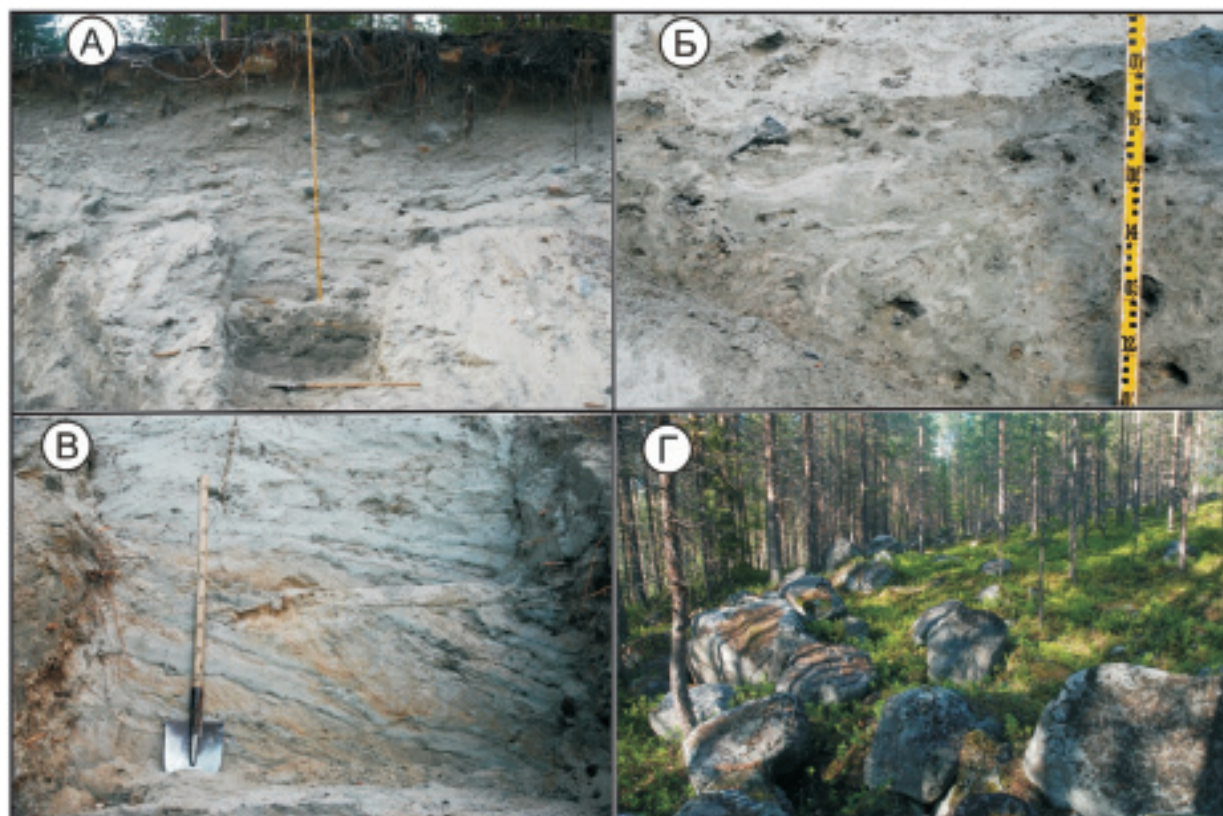


Рис. 12. Ребристая морена в районе посёлка Лупче-Савино: А – строение гряды ребристой морены в придорожной выемке у посёлка Лупче-Савино; Б – текстура диамиктона ребристой морены в карьере (расчистка 6 (Р6) на рис. 11); В – деформированные пески дистальной части гряды ребристой морены (юго-восточный склон, расчистка 3 (Р3) на рис. 11); Г – скопление валунов (отмостка) на северо-западном склоне гряды ребристой морены

ЛЕДНИКОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В РАЙОНЕ ПЕРЕВАЛА КРЕСТОВЫЙ

Ледниковые образования представлены между вершинами гор Крестовая и Волосая (Кандалакшские тундры). На юго-восточном склоне горы Крестовая они выражены в виде параллельных друг другу коротких гряд длиной до 0.07 км, шириной до 0.03 км. Гребни гряд ориентированы в основном субмеридионально. Их склоны асимметричны, сближены, местами образуют единую форму.

Строение гряд вскрыто несколькими расчистками, расположенными примерно на высоте 190–198 м н.у.м. в карьере у автодороги Кандалакша – Умба (рис. 13). Ледниковые осадки мощностью от 5 до 18 м залегают здесь на коренных породах, представленных амфиболитами кандалакшской толщи.

Пятью расчистками, расположенными в стенке карьера длиной 120 м, в верхней части разреза ледниковых отложений вскрыт светло-коричнево-серый разнотекстурный песок с гравием, галькой и валунами (рис. 14). Местами в этой толще присутствуют линзы коричнево-серого разнотекстурного песка с гравием, галькой и валунами. Ниже по разрезу вскрывается сложное переслаивание светло-оливково-серого песчанистого диамиктона и светло-серого, светло-жёлто-коричневого песка. Слоистость выражена за счёт прослоев средне- и мелкозернистого песка, иногда гравелистого, а также за счёт линз крупнозернистого песка с гравием, галькой и мелкими валунами. Толщина песчаных линз, имеющих сложную форму, достигает 0.3–0.4 м. Извилистые границы линз придают им вид текстур течения.

В северной части карьера, в прилегающей к нему придорожной выемке (67°07'48.2" с. ш.; 32°28'55.3" в. д.), в песчанистом диамиктоне выявлен блок уплотнённого зелено-серого диамикто-

на с преобладанием в составе алеврито-глинистых частиц, толщиной до 0.9 м (рис. 15). В его составе, кроме алеврито-глинистых частиц, высоко содержание мелкозернистого глинистого песка с гравием, галькой, валунами. Диамиктон в блоке имеет сланцеватую текстуру. Блок окружён разномзернистым светло-серым, светло-жёлто-коричневым песком в виде раздавленных слоёв, развёрнутых почти вертикально.

Интерпретация разреза ледниковых отложений, слагающих гряды. Залегающий в кровле разреза несортированный песок можно сопоставить с отложениями абляционной морены, которые накапливались при деградации ледникового покрова путём сноса с поверхности ледника вытаявшего грубообломочного и песчаного материала. Значительный уклон поверхности по склону горы Крестовая мог приводить к промыванию этого материала талыми водами, о чём свидетельствует наличие линз песка с гравием. Сложное переслаивание слоистого диамиктона, песчаного и песчано-гравийного материала могло формироваться на периферии Кандалакшско-Колвицкой лопасти Фенноскандинавского ледникового покрова в фазу Салпаусселька I, около 12.4–12.7 тыс. л. н. (кал.) (Korsakova et al., 2023). Выжимание насыщенного дебрисом и относительно плотного льда на периферию ледниковой лопасти в таком случае должно было происходить с юго-запада на северо-восток, что не совсем согласуется с полученными результатами исследования падения элементов слоистости в диамиктоне и с ориентировкой длинных осей галек.



Рис. 13. Ледниковые образования в районе перевала Крестовый: А – общий вид карьера у перевала Крестовый; Б – водно-ледниковые отложения с линзами диамиктона; В – покрывка из абляционной морены на склоне гряды; Г – вид на Белое море с перевала Крестовый

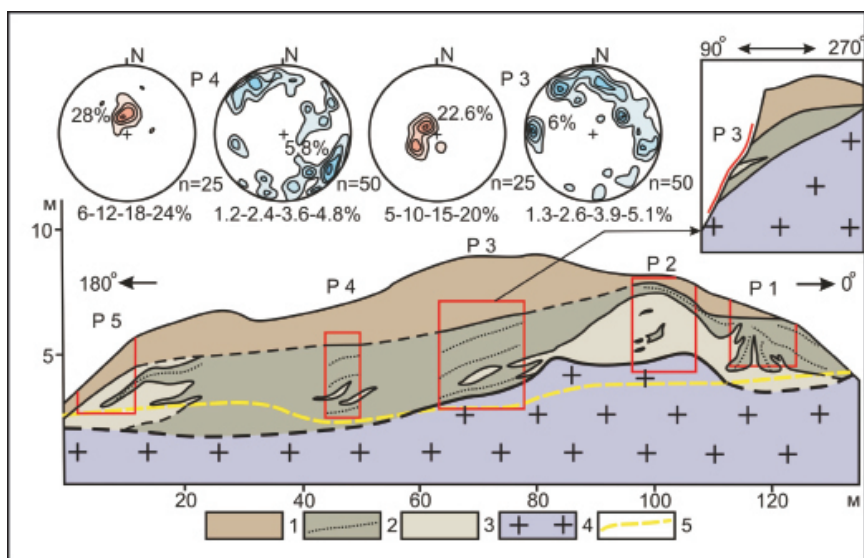


Рис. 14. Строение ледниковых отложений, вскрытых карьером у перевала Крестовый (окрестности города Кандалакша):

1 – гравелистый разноразмерный песок с галькой и валунами; 2 – диамиктон; 3 – песок различного состава в линзах внутри диамиктона; 4 – коренные породы; 5 – дно карьера; сплошная и прерывистая чёрные линии – достоверные и предполагаемые границы слоёв; красными линиями и прямоугольниками отображены расчистки (Р) с их номерами; структурные диаграммы падения сланцеватости и длинных осей галек для диамиктона в расчистках 3 и 4 построены на нижней полусфере равноплощадной проекции

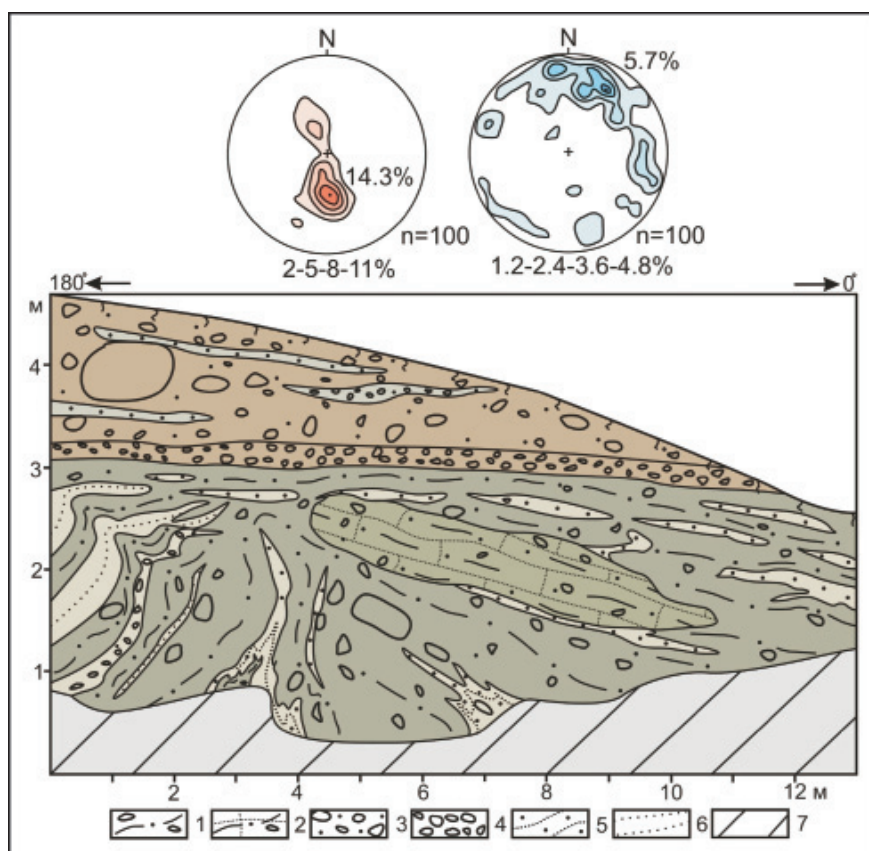


Рис. 15. Строение ледниковых отложений в северной части карьера у перевала Крестовый (P1 на рис. 14): 1 – диамиктон преимущественно песчаного состава; 2 – диамиктон с преобладанием алеврито-глинистых частиц; 3 – песок с гравием и галькой; 4 – гравийно-галечные отложения с валунами; 5 – слоистый разноразмерный песок; 6 – слоистый мелкозернистый песок; 7 – осыпь; цвет на рисунке приближен к естественной окраске осадков; структурные диаграммы падения сланцеватости и длинных осей галек для всего слоя песчанистого диамиктона построены на нижней полусфере равноплощадной проекции

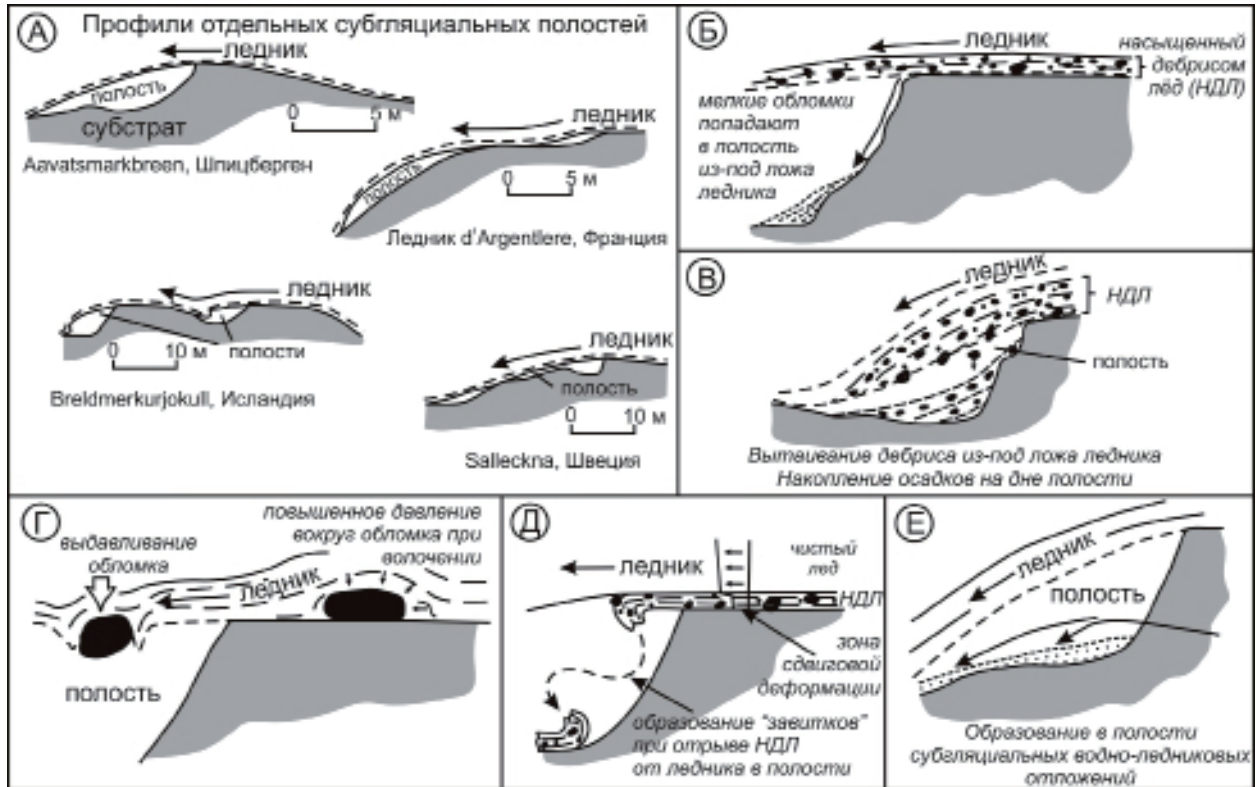


Рис. 16. Модели формирования ледниковых отложений в субгляциальных полостях по (Boulton, 1982): А – профили отдельных субгляциальных полостей; Б – гравитационная модель заполнения субгляциальной полости; Б' – модель заполнения субгляциальной полости при вытаивании льда; Г – модель выдавливания крупных обломков в субгляциальную полость; Д – модель образования структур «завитков» при обрушении насыщенного дебрисом льда; Е – модель заполнения субгляциальной полости водно-ледниковыми осадками

Формирование слоистого диамиктона могло осуществляться и по-другому, т. е. в субгляциальных условиях в воздушной полости на дистальной стороне выступа коренных пород, при преодолении ледником неровностей ледникового ложа. Такое явление и механизм его возникновения известны в области последнего оледенения в Северной Америке (Drewry, 1986; Kamb, 1987). Заполнение полости (рис. 16) происходило за счёт процессов вытаивания и падения материала из нижней, насыщенной дебрисом части ледника, осыпания и последующего перемывания рыхлого гляциофлювиального материала, затекания потоков флоу-тилла, выдавливания в полость блоков насыщенного дебрисом льда и отдельных крупных валунов, а также накопления гляциофлювиальных отложений (Boulton, 1982; Benn, Evans, 1998).

Наличие в северной части верхнего разреза складчатых текстур в диамиктоне может свидетельствовать о деформации пластичного, насыщенного обломками материала в полости совместно с гляциофлювиальными отложениями. Описанный в разрезе блок плотного диамиктона зеленовато-серого цвета может указывать на обрушение кровли полости. Общее перемещение материала происходило с северо-запада и севера на юго-восток. Формирование отложений могло происходить в пределах кандалакшского сектора Беломорского потока в одну из заключительных фаз активизации последнего ледника: как в заключительный эпизод невской фазы (около 13.9–14.1 тыс. л. н. (кал.)), так и в фазу Салпаусселька I (12.4–12.7 тыс. л. н. (кал.)) (Korsakova et al., 2023).

МОРСКИЕ И ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫЕ БЕРЕГОВЫЕ ФОРМЫ НА СКЛОНАХ ГОРЫ КРЕСТОВАЯ

На протяжении позднеледникового времени и голоцена территория Балтийского щита испытывает тектоническое и гляциоизостатическое поднятие. При этом береговая линия моря регрессивно перемещается, несмотря на отмечаемое повышение уровня Мирового океана, так как поднятие суши по темпам опережает повышение уровня моря. Следует отметить, что гляциоизостатическая компонента в общем поднятии суши превалирует над тектонической, определяя в целом сводовый его характер с центром в районе Ботнического залива, где амплитуда поднятия максимальная (Колька и др., 2013, 2018 а, б; Kolka et al., 2008). В Кольском регионе регрессия моря наиболее масштабно проявляется в вершине Кандалакшского залива, расположенного ближе всего к центру последнего оледенения. В частности, на склонах горы Крестовая (320.8 м н.у.м.) представлены береговые бассейновые формы, маркирующие регрессивное перемещение береговой линии моря, а выше «верхней морской границы» – и положение приледникового водоёма, существовавшего в беломорской депрессии в позднеледниковье.

Голоценовые морские береговые формы на склонах горы Крестовая. Образованы при регрессивном перемещении береговой линии моря, реконструированном при изучении донных отложений озёр методом изолированных бассейнов (рис. 17 А). Было установлено (Колька, Корсакова, 2017), во временном интервале около 9900–9200 л. н. береговая линия отступала со скоростью 1.2 см/год. Во временном интервале между 8800 и 6800 лет назад выявлено заметное замедление регрессии, что отвечает так называемой трансгрессии Тапес, проявившейся в бассейне Северного Ледовитого океана (Yu et al., 2007). В период 6800–4700 л. н. береговая линия отступала со скоростью около 2.1 см/год, что в 2–4 раза больше установленных её значений для других районов побережья Кандалакшского залива, например, для районов посёлков Умба и Лесозаводский. В течение последних 4700 лет скорость регрессии составляет примерно 0.5 см/год.

Береговые формы, созданные деятельностью моря, прослеживаются до высоты 120 м н.у.м., что здесь соответствует так называемой «верхней морской границе» (рис. 17 Б). Они представлены песчаными береговыми валами высотой до 1.5 м, особенно выраженными в нижних частях склона и сложенными преимущественно песчаным материалом. Выше по склону появляются морские террасы с площадками шириной от 5 до 50 м (рис. 18 А). Ширина площадок уменьшается вверх по склону. На внутренней части поверхности террас часто встречаются крупные валуны, распо-

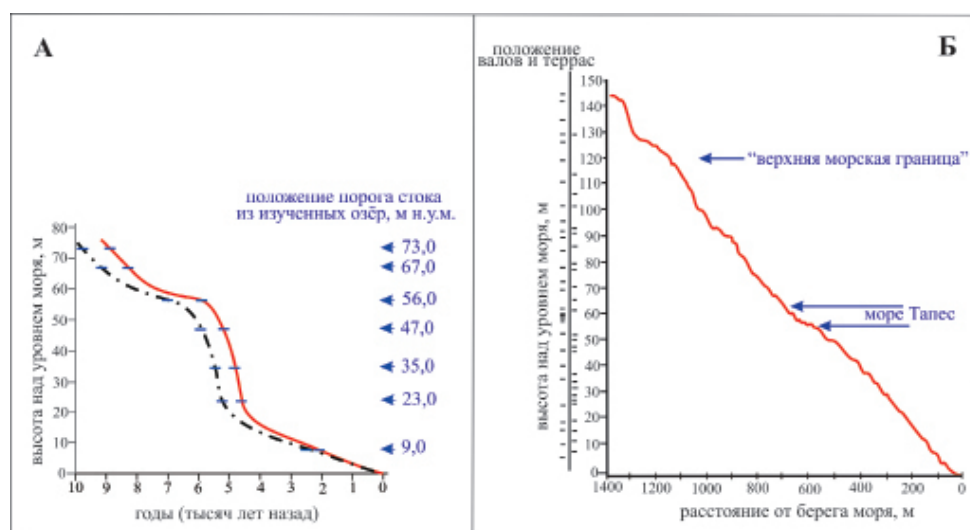


Рис. 17. Перемещение береговой линии моря в районе г. Кандалакша: А – кривая перемещения береговой линии моря в вершине Кандалакшского залива: красная линия – для радиоуглеродного, чёрная штрихпунктирная – для календарного возраста; Б – геоморфологический профиль юго-восточного склона горы Крестовая по (Колька, Корсакова, 2017), положение валов и террас слева от вертикальной линии по (Kolka, Korsakova, 2005) и справа от неё по (Арманд, Самсонова, 1969)

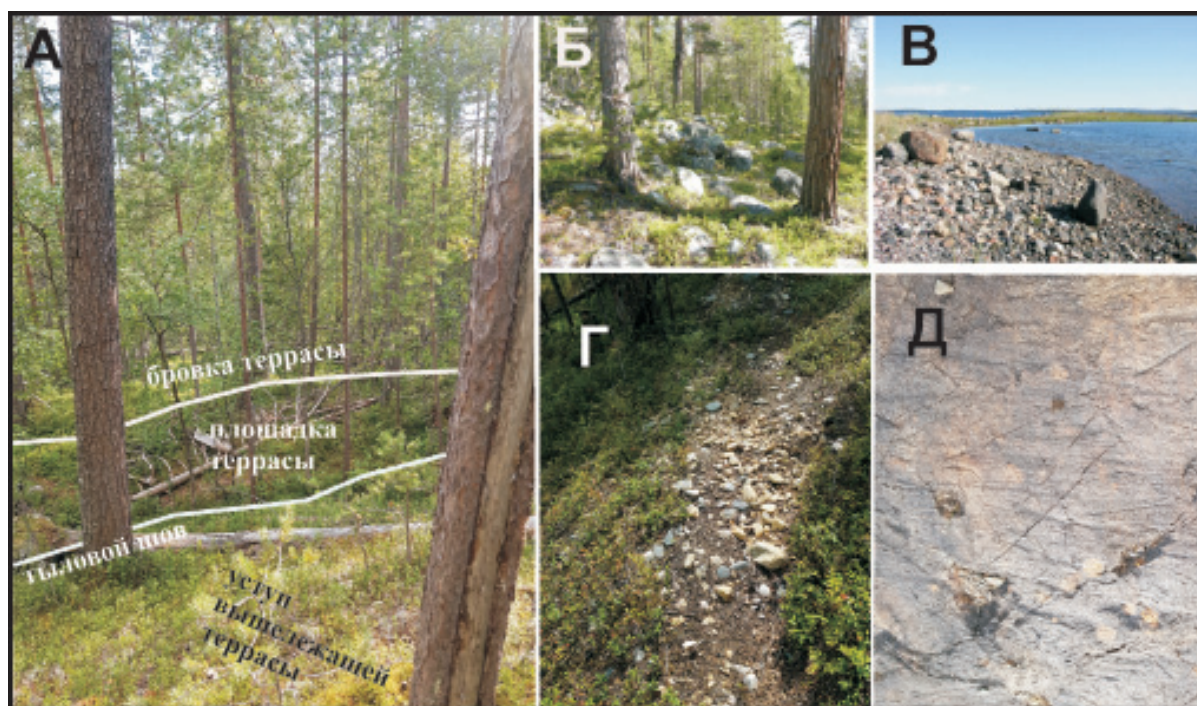


Рис. 18. Морские образования на склонах горы Крестовая: А – морские террасы вблизи «верхней морской границы», белыми линиями показаны элементы террасы; Б – валуны на поверхности морской террасы; В – валуны у современной береговой линии, перемещенные припайными льдами; Г – окатанные гальки и мелкие валуны в уступе морской террасы; Д – ледниковые шрамы на поверхности кристаллических пород

женные вдоль бровки террасы (рис. 18 Б). Такое их расположение связывается с перемещением валунов припайными льдами при более высоком относительном уровне моря в голоцене. Похожие линейно ориентированные полосы валунов, перемещенных припайным льдом, можно видеть вдоль современной береговой линии Кандалакшского залива в районе горы Крестовая (рис. 18 В).

Переход от прогляциального бассейна к морю на отметках примерно 120 м н.у.м. отмечается по характеру соответствующих рыхлых отложений на склоне (рис. 18 Г), т. е. выше по склону начинает преобладать материал, в котором появляется большое количество слабо окатанных частиц и обломков. Этот материал и накапливался в прогляциальном бассейне.

Водно-ледниковые образования на склонах горы Крестовая. Водно-ледниковые формы на склонах горы Крестовая развиты выше «верхней морской границы». Наиболее высокие бассейновые береговые образования, связанные с пресноводным прогляциальным водоёмом, представлены морфологически слабо выраженной террасой с высотой площадки 145 м н.у.м., которая была установлена при инструментальном профилировании. На еще более высоких частях склонов многочисленны выходы коренных пород с ледниковыми шрамами (рис. 18 Д), а также представлены ледниковые образования.

СЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ НА ПОБЕРЕЖЬЕ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА И В БАСЕЙНЕ ОЗЕРА ИМАНДРА

Исследования последних десятилетий, проводимые в пределах Фенноскандинавского кристаллического щита, долгое время считавшегося мало подвижной консервативной структурой, изменили представления о слабой сейсмической активности этой территории в предшествующие тысячелетия. За последние годы здесь, в том числе и в Кольском регионе, выявлено множество палеосейсмодислокаций – следов сильных древних землетрясений. Они происходили в позднеледниковье и на протяжении почти всего голоцена.

Сейсмодислокация «Чуна» ($67^{\circ}34'44.8''$ с. ш., $32^{\circ}28'03.9''$ в. д.) является ярким примером одного из сейсмических событий в юго-западной части Кольского региона. Она расположена на западном борту впадины озера Экостровская Имандра (рис. 19).

Район находится в пределах северной части Беломорского геоблока (составного террейна, домена), сложенного здесь позднеархейскими кристаллическими породами – гнейсами, плагиогнейсами, мигматитами, гнейсогранитами и амфиболитами. Для исследуемого района характерна чёткая ориентировка структурных элементов рельефа в северо-западном направлении с отклонением в районе озёр Бабинская и Экостровская Имандра к запад-северо-западу и раздробленность рельефа, в котором проявились высокоамплитудные разрывные нарушения, часть которых активизирована на неотектоническом этапе.

В рельефе палеосейсмодислокация «Чуна» выражена двумя ущельями (сейсморазрывами), протяжённостью 0.5 и 0.4 км, глубиной 15–27 м и шириной до 43 м в центральных частях, секущих вкрест простирания субширотную гряду гранитогнейсов позднего архея. Сейсморазрывы образуют эшелонированную систему отдельных сегментов в унаследованной разломной зоне северо-восточного простирания ($10\text{--}25^{\circ}$) протяжённостью более 10 км. По обе стороны от продольной (осевой) зоны разлома на расстоянии 0.6–0.8 км отмечена повышенная трещиноватость и раздробленность скальных пород. Помимо трещин и расщелений шириной более 10 см, крупных и крупноглыбовых вывалов и обвалов с признаками быстрого импульсного образования (рис. 20)

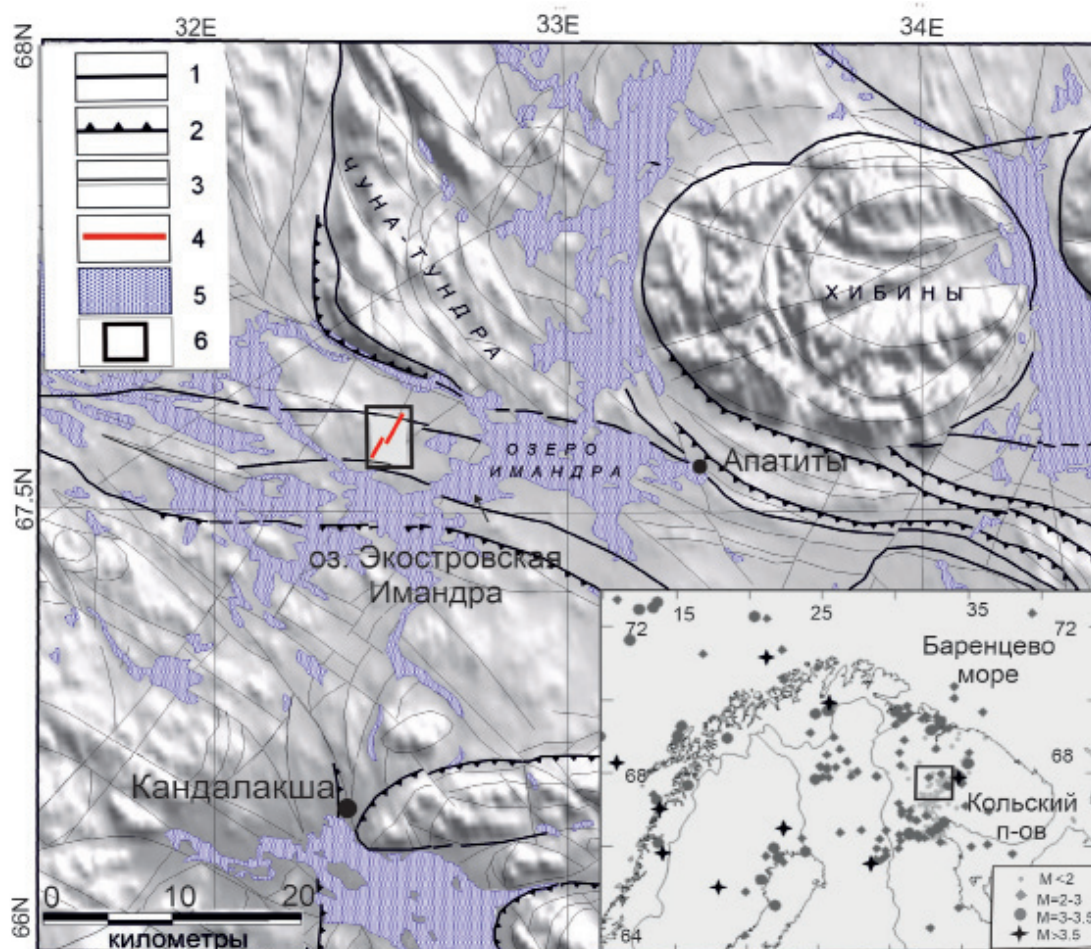


Рис. 19. Структурное положение сейсмодислокации «Чуна» по (Николаева и др., 2018).

Границы геодинамических зон: 1 – главных без определения характеристик; 2 – главных с падением сместителя (штрихи в сторону падения); 3 – второстепенных; 4 – сейсморазрывы; 5 – озёра и море; 6 – участок детальных исследований; на врезке показаны землетрясения Кольского полуострова и прилегающих территорий за период 1992–2009 гг. по (Асминг и др., 2010)

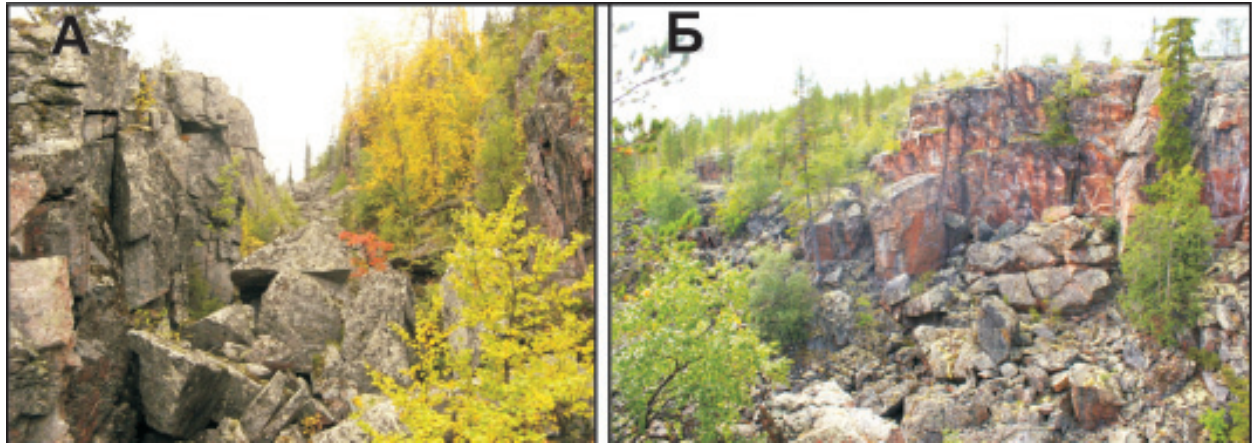


Рис. 20. Проявления сейсмодислокации «Чуна»: А – общий вид ущелья (вид на юго-запад), днище которого завалено крупноглыбовым материалом, свидетельствующим о недавнем подновлении склонов; Б – обвал обрушения (широтный) на северо-западном поднятом борту ущелья (вид на юго-восток)

наблюдаются выколы-выдвиги отдельных блоков по плоскостям отдельностей в горизонтальном направлении, глыбы-отторженцы от трещиноватых бортов массива, «столбы» отседания, выбитые блоки на прилежащих к ущелью вершинных поверхностях. Сейсморазрывы имеют вид узких ущелий со свежими острыми бортами без следов водно-ледниковой обработки и днищами, заполненными крупноглыбовым материалом. Ориентировка дислокаций не согласуется с направлением движения ледника. В верхних частях бортов ущелий фрагментарно сохранился покров морены последнего оледенения, но большая часть собственно ущелья остатков этого покрова не вмещает.

В результате палеосейсмогеологических исследований установлено, что активизация разлома происходила на протяжении всего поздне- и последленикового времени (Николаева и др., 2018; Nikolaeva et al., 2016). Это выразилось в землетрясениях, сопровождавшихся сейсмодетформациями разных типов. Было выделено три разновозрастных импульса сильных сейсмических воздействий: юго-восточный – с возрастом около 13.5 тыс. лет, восточный – с возрастом 10.3–7.1 тыс. лет и северо-восточный – предположительно, около 2.5 тыс. лет. Активизация разлома происходила с реализацией взбросо-сдвигового механизма, с вертикальной составляющей (поднятым западным крылом). Интенсивность событий составляла VII–VIII и более баллов по шкале MSK-64, а ориентировочная магнитуда $M \sim 6$. Фиксированная локализация сейсмодетформаций вблизи разрыва указывает на то, что события имели местный очаг. Сейсмодислокация «Чуна» представляет собой след разрушительного воздействия сильного палеоземлетрясения на рельеф и кристаллические породы и является свидетельством того, что в течение временного интервала 13.0–2.5 тыс. л. н. в Кольском регионе происходили более сильные землетрясения, чем те, которые наблюдаются в настоящее время.

Сейсмодислокация «Чёртова лыжница» ($67^{\circ}07'21.97''$ с. ш., $32^{\circ}26'53.38''$ в. д.) расположена на северном (Кольском) берегу Кандалакшского залива Белого моря, входящего в состав крупной сейсмоактивной геоструктуры на востоке Балтийского (Фенноскандинавского) щита – Кандалакшской сейсмогенной зоны. Отдельным сегментом этой зоны является Кандалакшский грабен. Он принадлежит Беломорской палеорифтовой системе, расположенной в зоне сочленения восточной части Балтийского щита и Русской плиты. Кристаллические породы, окружающие котловину, разбиты разломами и разрывами разного ранга на сложную систему блоков (рис. 21 А). Образование Беломорской впадины относят к периоду позднего миоцена – плиоцена, когда после регрессивного развития континентальной окраины начались процессы погружения шельфа (Балуев и др., 2012). Считается, что в это же время произошло опускание Кандалакшского грабена и началось образование Колвицкого грабена, разделённых косой межвпадинной перемычкой в виде островной гряды архипелага Средние Луды. Более мелководная часть залива в пределах Колвицкого грабена была

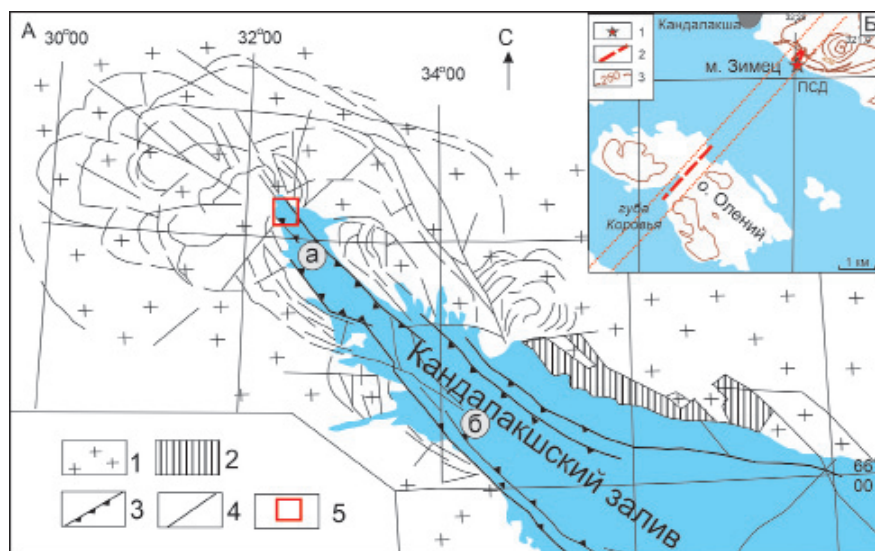


Рис. 21. Положение сейсмодислокации «Чёртова лыжница»: А – район Кандалакшского залива в общей структуре Беломорской рифтовой системы по (Балуев и др., 2012) и Б – местоположение сейсмодислокации. А: 1 – кристаллические породы нижнего докембрия, 2 – рифейские породы, 3 – основные сбросы рифтового грабена, 4 – прочие разломы, 5 – участок, показанный на врезке Б, буквами в кружках показаны Колвицкий (а) и Кандалакшский (б) грабены; Б: 1 – сейсмодислокация, 2 – активные линеаменты, 3 – горизонталы рельефа (проведены через 50 м)

сформирована позже основного Кандалакшского грабена, т. е. в поздне-постледниковый период в результате интенсивных дифференцированных тектонических движений.

Зона Кандалакшского залива отличается от прилегающих районов региона более высоким уровнем сейсмической активности, а многочисленные проявления голоценовой тектоники обнаружены как в рельефе дна Кандалакшского залива, так и на прилегающем к нему побережье (Рыбалко, Корнеев, 2014). По имеющимся к настоящему времени геологическим, геоморфологическим и геофизическим данным, главные сейсмогенерирующие зоны чаще расположены в пределах акваторий (Шварёв и др., 2022). Это характерно как для зоны Кандалакшского грабена, так и для примыкающих к нему более мелких оперяющих структур – грабенов-заливов с наблюдаемыми на сейсмоакустических профилях смещениями голоценовых (менее 11 тыс. л. н.) поверхностей по разломам на первые метры (Рыбалко, Корнеев, 2014).

Более детальные исследования палеосейсмодислокаций с выявлением их параметров были проведены в основном на южном, т. е. на Карельском берегу Кандалакшского залива (Лукашов, 2004; Верзилин, Бобков, 2008; Авенариус, 2010; Мараханов, Романенко, 2014; Николаева, 2019; Шварёв и др., 2022; и др.). Однако и на северном побережье залива многочисленные расколы и трещины в скалах указывают на относительно недавние сейсмические воздействия на рельеф. Одно из таких проявлений – сейсмодислокация «Чёртова лыжница».

Сейсмодислокация находится на юго-западном крутом склоне горы Крестовая, у мыса Зимец Кандалакшского залива (рис. 21 Б). Название «Чёртова лыжница» позаимствовано из известной монографии А. А. Минкина «Топонимы Мурмана», где он так описывает это проявление в рельефе: «Если посмотреть на Земец являющийся обрывистым спуском горы Крестовой к морю, расположенной примерно посередине между Монастырским Наволоком (естественное устье реки Нивы около Кандалакиши) и Малым Березовым, то сразу же бросаются в глаза две параллельно идущие глубокие трещины, называемые Чёртова лыжница. По народной легенде эти трещины – не что иное, как след, который оставил Чёрт, котившийся на лыжах с Крестовой горы, побоявшись установленного на вершине горы креста» (Минкин, 1976). У подножия горы Крестовая скальный крутой обрыв, обращённый к морю, рассекают две тектонические трещины-рва (рис. 22 А). Они прослеживаются в северо-восточном направлении (по азимуту 20–40°) вглубь материка на расстояние около одного километра. Сейсморазрывы, сопровождаемые линейными зонами дробления

в гранат-амфиболовых гнейсах и плагиоамфиболитах, сужаются на выходе в береговую зону. Ширина рвов составляет от 30–80 см до 1.2 м, а глубина варьирует от первых десятков сантиметров до первых метров (рис. 22 Б, В). На днищах рвов отсутствует ледниковый или водно-ледниковый материал, что свидетельствует об их образовании в послеледниковое время. Увидеть саму скалу с дислокацией затруднительно, поскольку вид на неё открывается только с моря и лишь узкая береговая полоса, обнажающаяся во время отлива и вымощенная скальными обломками, позволяет подойти к ней достаточно близко (рис. 22 Г).

Продолжение тектонической зоны, фрагментом которой является сейсмодислокация «Чёртова лыжня», наблюдается и на острове Олений, расположенном в 3 км к юго-западу от неё на пологом склоне Колвицкого полуграбена (рис. 21 Б). Губа Коровья в западной части острова трасси-

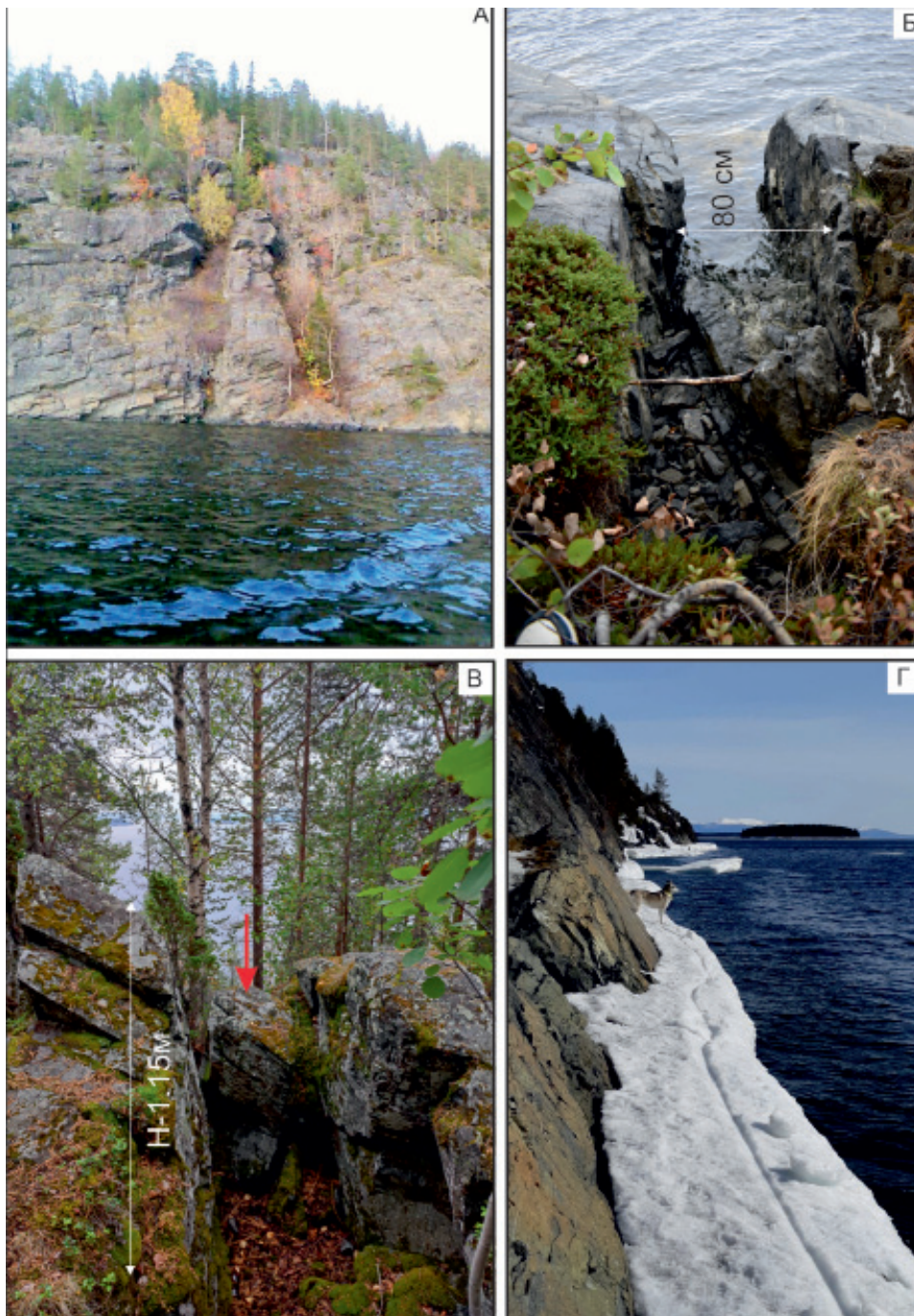


Рис. 22. Сейсмодислокация «Чёртова лыжня»: А – в виде двух трещин, рассекающих скалу Крестовая; Б – устьевая (прибрежная) часть сейсморва, продолжающаяся в акваторию; В – трещина-ров с заклиниванием крупной глыбы (показана стрелкой); Г – крутой обрыв в береговой зоне залива

руется тектоническим сдвигом, поперечным к основным структурам Колвицкого грабена (Балуев и др., 2012). Не исключено, что часть сеймотектонических структур скрыта под акваторией. Так, вдоль тектонически предопределённого южного борта Кандалакшского залива уже в его акватории, по данным сейсмоакустического профилирования, выделяется мощная зона интенсивного развития гравитационных (сейсмогравитационных) процессов (Рыбалко, Корнеев, 2014).

Геологическим доказательством голоценовой активности разломной зоны являются результаты бурения озёр на острове Олений. Быстрая регрессия береговой линии моря и отчленение озёрных котловин, происходящих на фоне замедленного регионального поднятия этой части Балтийского кристаллического щита, указывает на активное проявление здесь собственно тектонических восходящих движений (Колька и др., 2018 а, 2019). Так, изоляция от моря изученных на острове озёр произошла в позднем голоцене, а рассчитанная для этой части суши средняя скорость её поднятия в этот же период времени составила 0.45 м за 100 лет. Это примерно в полтора раза быстрее, чем в других районах на побережье Кандалакшского залива (Колька и др., 2018 а, б). Эти данные свидетельствуют о позднеголоценовом дифференцированном поднятии, отличающемся по скорости на бортах Колвицкого грабена и в его средней части. Наиболее вероятный возраст сейсмодислокации «Чёртова лыжница» (или её активного подновления и моделирования) – поздний голоцен.

Описанная сейсмодислокация является не единственной в этом районе. Рвы и трещины, а также другие аналогичные проявления сеймотектоники достаточно широко развиты как вдоль зоны береговых обрывов горы Крестовая, так и всего северного побережья Кандалакшского залива. Вероятнее всего, это следы сильных позднеплейстоцен-голоценовых землетрясений, параметризация которых в настоящее время устанавливается, а сведения активно пополняются.

Сейсмодислокация «Чёртова лыжница», как и гора Крестовая, или «Барыня», овеванные легендами, являются одним из наиболее посещаемых мест с живописными видами на залив и яркими объектами для туристических экскурсий.

КАМЕННЫЕ ЛАБИРИНТЫ КАК СВИДЕТЕЛЬСТВА ГОЛОЦЕНОВОЙ ТЕКТОНИКИ

В лабиринте человек не теряет себя.

В лабиринте человек находит себя.

В лабиринте человек встречается не с Минотавром.

В лабиринте человек встречается сам с собой.

Герман Керн

Каменные лабиринты – это загадочные сооружения на севере Европы, где их обычно называют «троянскими городами». Большинство из них построены по критскому типу, когда главной идеей конструкции является превращение квадрата в круг посредством специального соединения особых точек. В Кольском регионе каменные лабиринты имеют местное поморское название – «вавилонь». Это и собственно лабиринты, которые представляют собой не разветвляющиеся дорожки, ограниченные двумя линиями, и спирали, показывающие путь движения по дорожке лабиринта, – своеобразные «нити Ариадны». Чаще всего их связывают с культовыми или обрядовыми традициями. По другой версии, они рассматриваются как чертежи рыболовных приспособлений или как маркеры мест, богатых рыбой. В настоящее время их положение на побережье в значительной степени предопределено гляциоизостатическим поднятием земной коры.

Лабиринты Кольского полуострова (рис. 23) впервые упоминаются в 1844 г. в работе К. Э. Бэра (1844). Во время своего путешествия по Русской Лапландии он видел один лабиринт в маленькой необитаемой бухте Виловой на южном побережье и два лабиринта в селе Поной, расположенном на реке Поной. В 1877 г. во время экспедиции на Кольский полуостров А. И. Кельсиевым сделаны рисунки и подробные описания местонахождения «каменных концентрических кругов, так называемых вавилонов», на берегах Белого и Баренцева морей (Кельсиев, 1878). В 1900 г. член Архангельского ста-

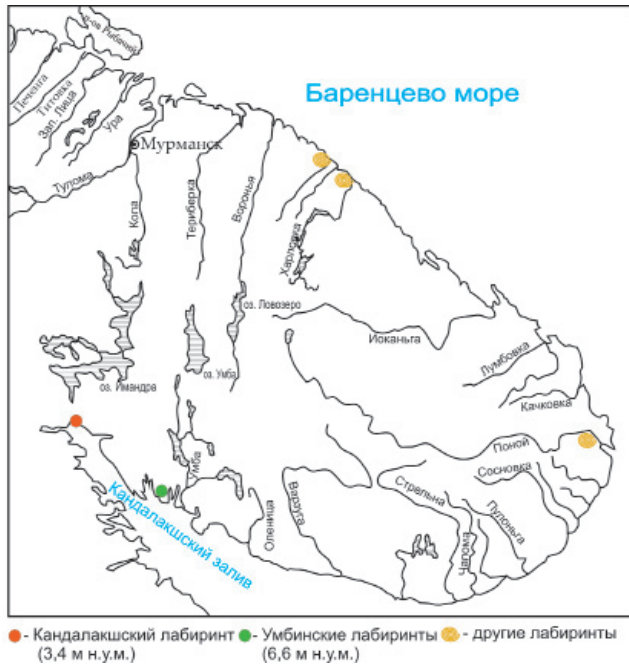


Рис. 23. Каменные лабиринты
Кольского полуострова

тистического комитета К. П. Рева в окрестностях села Поной исследовал пять лабиринтов и провёл раскопки одного из них (Рева, 1900). Однако лабиринт в окрестностях Кандалакши указанными исследователями не упоминался.

На Беломорском побережье в Кольском регионе известно пять каменных лабиринтов: Кандалакшский лабиринт на мысе Питкульский Наволок – у бывшей рыболовецкой тони Малая Питкуля (3,4 м н.у.м.); большой и малый Умбинские – на мысе Аннинский Крест, у тони Ударник (6,6 м н.у.м.); большой и малый Понойские – на надпойменной террасе в долине р. Поной в 15 км от берега моря (20 м н.у.м.), построенный, в отличие от остальных выкладок, по шартрскому типу (рис. 23, 24). Вблизи некоторых лабиринтов Кольского полуострова, включая Кандалакшский, обнаружены древние поселения с асбестовой керамикой II–I тысячелетий до н.э. (Гурина, 1953, 1977). Поэтому ранее археологи соотнесли возраст кольских лабиринтов, расположенных близко к стоянкам, именно с эпохой неолита, экстраполировав его на все известные в регионе лабиринты.

Каменная выкладка в губе Малая Питкуля – Кандалакшский лабиринт. В 1913 г. каменный лабиринт в губе Малая Питкуля впервые описан С. Н. Дурылиным (1914), который посетил его в 1911 г. и сделал его первый чертёж (рис. 25 А) во время своей командировки на Север от Московского археологического института. В 1934, 1944, 1946 и 1979 гг. Кандалакшский лабиринт обследовала и описала Н. Н. Гурина (1947, 1948, 1953, 1997). Отличительной чертой этого лабиринта она считала наличие замкнутой «дуги с двумя ходами внутри, по которым никогда не ступает нога человека» (Гурина, 1948) (рис. 24 Б). Еще одна зарисовка Кандалакшского лабиринта была составлена

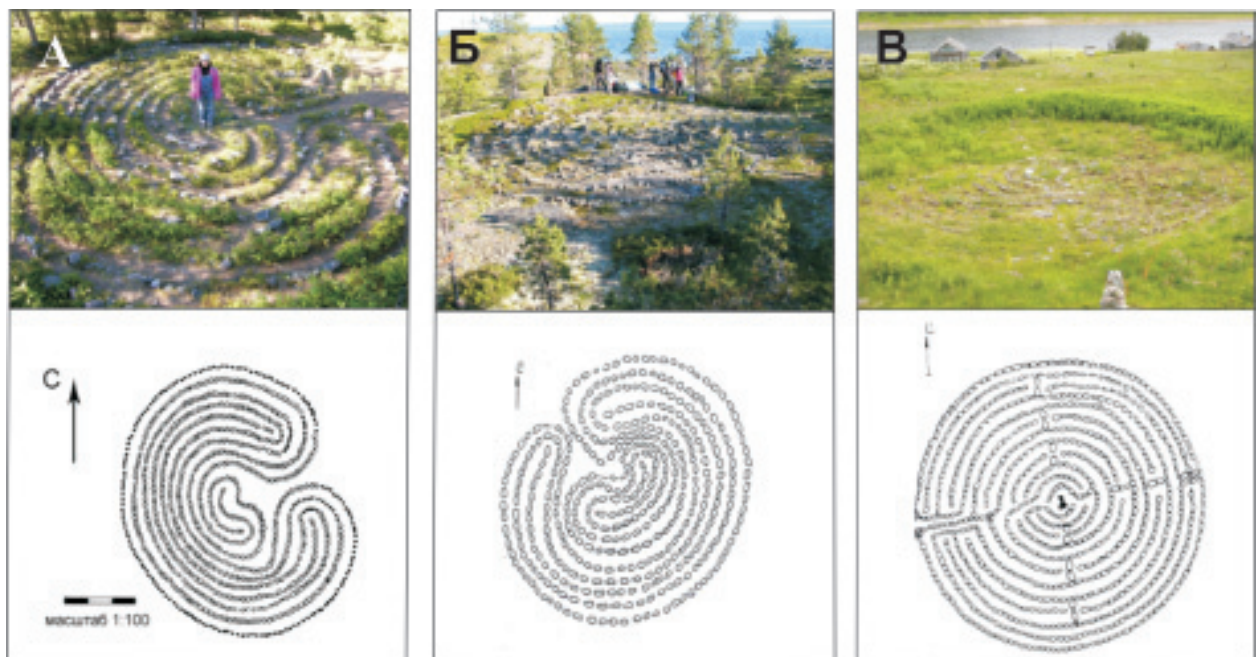


Рис. 24. Каменные лабиринты Кандалакшского и Терского берегов. Вид и схема строения Кандалакшского (А), большого Умбинского (Б), и большого Понойского (В) – лабиринтов по (Гурина, 1953, 1977)

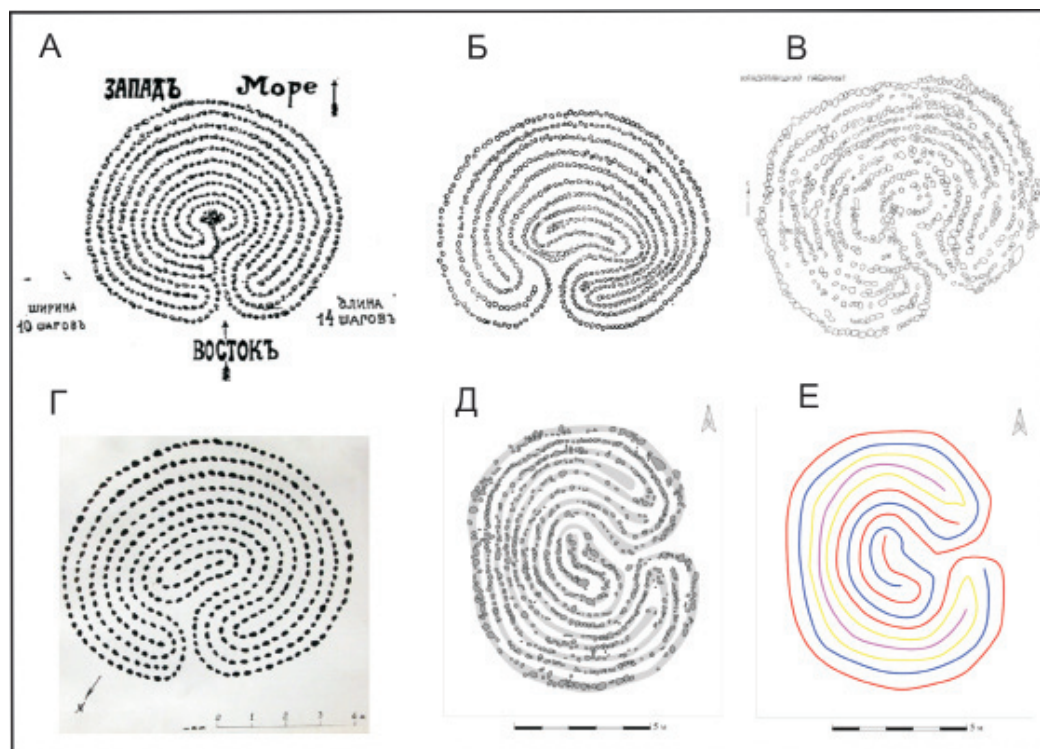


Рис. 25. Схемы Кандалакшского лабиринта, составленные: А – С. Н. Дурылиным (1914); Б – Н. Н. Гуриной (1948); В – Р. Ф. Ворониной (1961); Г – А. А. Куратовым (1974); Д, Е – сотрудниками Кольской археологической экспедиции ИИМК РАН в 2014 г. (план и схема конструкции)

в 1961 г. (рис. 25 В) при обследовании состояния археологических памятников Кольского полуострова (Воронина, 1961).

В 1974 г. на Кандалакшском лабиринте побывал А. А. Куратов. По его мнению, Н. Н. Гурина допустила существенную ошибку в интерпретации структурной схемы лабиринта. Он считал, что бесспорно восстанавливаемая схема лабиринта отражает подковообразное его оформление, а при сооружении кладки лабиринта использован биспиральный принцип конструирования. В таком виде Кандалакшский лабиринт похож на известный Большой Соловецкий вавилон. По мнению учёного (Куратов, 1974), их отличие состоит лишь в том, что в Кандалакшском лабиринте, наряду со свободными концами двух спиралей в исходной части (в центре) и двух её завершений в левой и правой частях подков, имеется ещё один свободный конец в левой подкове (рис. 25 Г). Согласно классификации А. А. Куратова, Кандалакшский лабиринт следует отнести к типу биспиральных подковообразных лабиринтов, т. е. к III типу в схеме классификации каменных лабиринтов (Куратов, 1970, 1973). По классификации Д. Крафта лабиринт относится к Скарв-типу (Skarv-type) (Kraft, 2024).

Кандалакшский лабиринт сегодня является уникальным сооружением этого типа, так как подобный ему Большой Соловецкий вавилон был разрушен до основания в 1950-х годах (Куратов, 1974). Современное описание лабиринта в губе Малая Питкуля составлено Кольской археологической экспедицией ИИМК РАН (Колпаков, 2016). Лабиринт представляет собой овальную подковообразную в плане выкладку из линий камней, размером 9.8×8.2 м. Камни в линиях сложены в один ряд, за некоторыми исключениями. Размер камней по длинной оси – от 10 до 60 см. Расстояние между камнями соседних линий – от 8 до 60 см. Конструкция лабиринта состоит из четырёх линий: 56, 42, 36 и 15 м. Все вместе они образуют 11 овальных витков (концентроров), вложенных друг в друга, начиная от центра лабиринта. Самая короткая линия составляет лишь одну дугу, которая охватывается следующей по длине замкнутой линией (рис. 25 Д, Е). Вход в лабиринт – с востока-северо-востока. Длина входа до первой поперечной линии составляет 3 м.

Определение возраста Кандалакшского лабиринта. Отсутствие морских отложений и следов приобья в лабиринтах свидетельствует, что, находясь вблизи береговой линии моря на не-

большой высоте (обычно 3–7 м н.у.м.), они никогда морем не заливались. Исходя из этого возможно определить их максимальный возраст, узнав возраст береговой линии моря на той высоте, где расположены лабиринты. Похожий подход к оценке возраста скандинавских лабиринтов позволил зарубежным исследователям (Керн, 2007) значительно его скорректировать в сторону омоложения.

Для определения максимального возраста Кандалакшского лабиринта использованы данные и результаты, полученные методом изолированных бассейнов (Donner et al., 1977) при изучении перемещения береговой линии моря в голоцене в вершине Кандалакшского залива и в районе посёлка Лесозаводский, расположенного на южном его берегу. Эти данные (рис. 26) показывают, что возраст Кандалакшского лабиринта не может быть больше 918–1000 календарных лет (Колька, Корсакова, 2010, 2012).

Интерпретация возраста Кандалакшского лабиринта. Для верхней даты каменных лабиринтов нет естественнонаучных данных. В письменных источниках единственная релевантная информация о Кольских лабиринтах связана с легендой о Валите, которую записали в Коле князь С. Г. Звенигородский и наместник Болховский Г. Б. Васильчиков в 1592 г. Она приведена в Софийской летописи и в бумагах посланника Ржевского 1601 г. «А в Варенге, на побоище Немецком, где Варенской летней погост, на славу свою принеся с берегу своими руками положил камень, в вышину от земли есть и ныне больше косые сажени, а около его подале выложено каменьем кабы бы городской оклад в 12 стен, а назван у него был тот оклад Вавилоном. А на Коле, где ныне острог, обложено было у него каменьем в 12 стен тем же обычаем» (Карамзин, 1845, прим. 56 к Т. XI). В этих же письменных источниках для обозначения каменных лабиринтов впервые фиксируется и название «вавилон», которое употребляется местным поморским населением по сей день. По свидетельству С. Н. Дурылина, все обитатели Русского Севера, слышавшие или знающие что-либо о лабиринтах, одинаково называют их «вавилонами». Других названий и вообще никакого другого, кроме «вавилон» в значение имени нарицательного, на Русском Севере для лабиринтов не встречается (Дурылин, 1914).

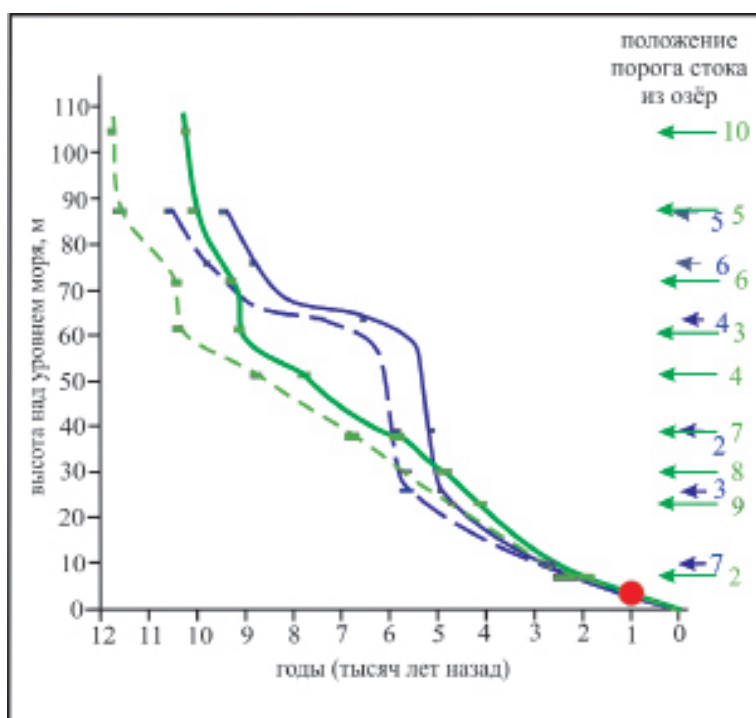


Рис. 26. Положение Кандалакшского лабиринта (показано красным) на кривых перемещения береговой линии Белого моря в вершине Кандалакшского залива в районах г. Кандалакша (синие линии) и пос. Лесозаводский (зелёные линии); сплошные линии — для радиоуглеродного, пунктирные — для калиброванного возраста по (Колька, Корсакова, 2010, 2012)

С учетом отсутствия других сведений о создании лабиринтов в письменных источниках и у местного поморского населения можно допустить, что они построены не позднее XVI в. Вообще, учитывая время создания Кандалакшского лабиринта не ранее начала II тыс. н. э., все каменные лабиринты Кольского полуострова, видимо, следует датировать Средневековьем, в пределах первой половины II тыс. н. э.

В настоящее время не вызывает сомнений, что часть камней лабиринта доложена недавно, так как они имеют острые грани, на них совершенно отсутствуют лишайники, они не заросли дёрном так, как лежащие на месте камни конструкции. Судя по всему, лабиринт неоднократно «подправлялся», поврежденные линии докладывались камнями в соответствии с опубликованной схемой Н. Н. Гуриной, поэтому первичный рисунок линий лабиринта изменён.

РАЗДЕЛ II

ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫЕ И МОРСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ, ПАЛЕОСЕЙСМИЧНОСТЬ, АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ НА ПОБЕРЕЖЬЕ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА В КОЛВИЦКОЙ ДЕПРЕССИИ

ПОБЕРЕЖЬЕ КОЛВИЦКОЙ ГУБЫ У ДЕРЕВНИ КОЛВИЦА: МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ БЕРЕГОВ КУТОВОЙ ЧАСТИ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА

Береговая зона Кандалакшского залива изучается начиная с середины прошлого века, когда в 60-х годах состоялась комплексная экспедиция ИО АН СССР. Берега залива были отнесены к «не изменённому или мало изменённому морю» (Каплин и др., 1991). Позже для этого района работами многих исследователей были получены новые данные об особенностях геоморфологических процессов в береговой зоне, выделены морфогенетические типы берегов (рис. 27).

Абразионные скальные берега (рис. 27) выделены в основном на островах – шхерах. Для них характерны скалистые уступы, практически не изменённые морем, каменистые приливные осушки и редкие карманные пляжи (рис. 28).

Аккумулятивно-абразионные берега, включая *абразионные моренные берега* (рис. 27), представлены на выровненных участках побережья, а также в заливах-фиардах. Моренными они называются в случае, если выработаны в ледниковых отложениях (рис. 29). За счёт выноса мелкозема здесь формируются гравийно-галечные пляжи с большим количеством валунов, которые оста-

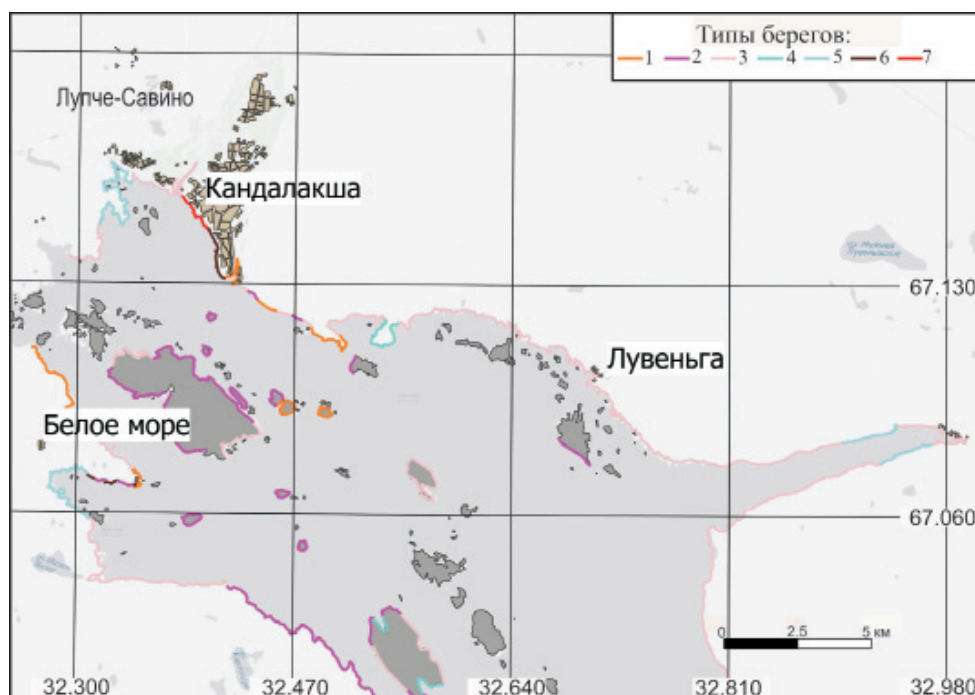


Рис. 27. Морфогенетические типы берегов в кутовой части Кандалакшского залива (данные Государственного мониторинга геологической среды шельфа, ГНПП «Севморгео», 2011 г.; карту составили А. Е. Рыбалко, П. Ю. Беляев).

Типы берега: 1 – аккумулятивный; 2 – аккумулятивно-абразионный; 3 – абразионный моренный; 4 – абразионный скальный; 5 – ваттовый (приливный); 6 – техногенный; 7 – техногенный размываемый



Рис. 28. Абразионный скальный берег в районе выхода кристаллических пород Кандалакшских тундр:
А – фото берега; Б – фото сейсмодислокации

лись при размыве морены. Образуются и узкие песчаные пляжи с очень незначительной мощностью песка, под которым залегает базальный валунно-галечный горизонт.

Аккумулятивные берега (рис. 27) расположены в вершинах заливов-губ вблизи устьев рек. Это косы, сложенные песком, который частично поступал с речным стоком, а частично за счёт размыва морены. Мощность песка редко превышает 1 м (рис. 30).

Ваттовые берега (рис. 27) развиты в кутовой части мелководных губ Кандалуха и Палкина, для которых характерен очень низкий уровень гидродинамической активности. Такие берега низкие и пологие, с валунно-песчано-глинистым субстратом (рис. 31). Иногда под покровом песчано-глинистых осадков фиксируются линейные скопления валунов, возможно, остатков моренных гряд. Предельная отмелость таких берегов создает предпосылки для значительных смещений береговой линии при малой амплитуде прилива (около 1 м). Они могут рассматриваться как стабильные, однако повышение уровня моря может способствовать их затоплению.



Рис. 29. Аккумулятивно-абразионный моренный берег в губе Колвица.

Цифрами показано: 1 – песчано-глинистая осушка на валунном субстрате; 2 – щебнисто-дресвяный пляж с отдельными валунами в зоне штормового затопления; 3 – льдонапорный береговой вал, бронирующий берег от дальнейшего размыва; 4 – низкая терраса

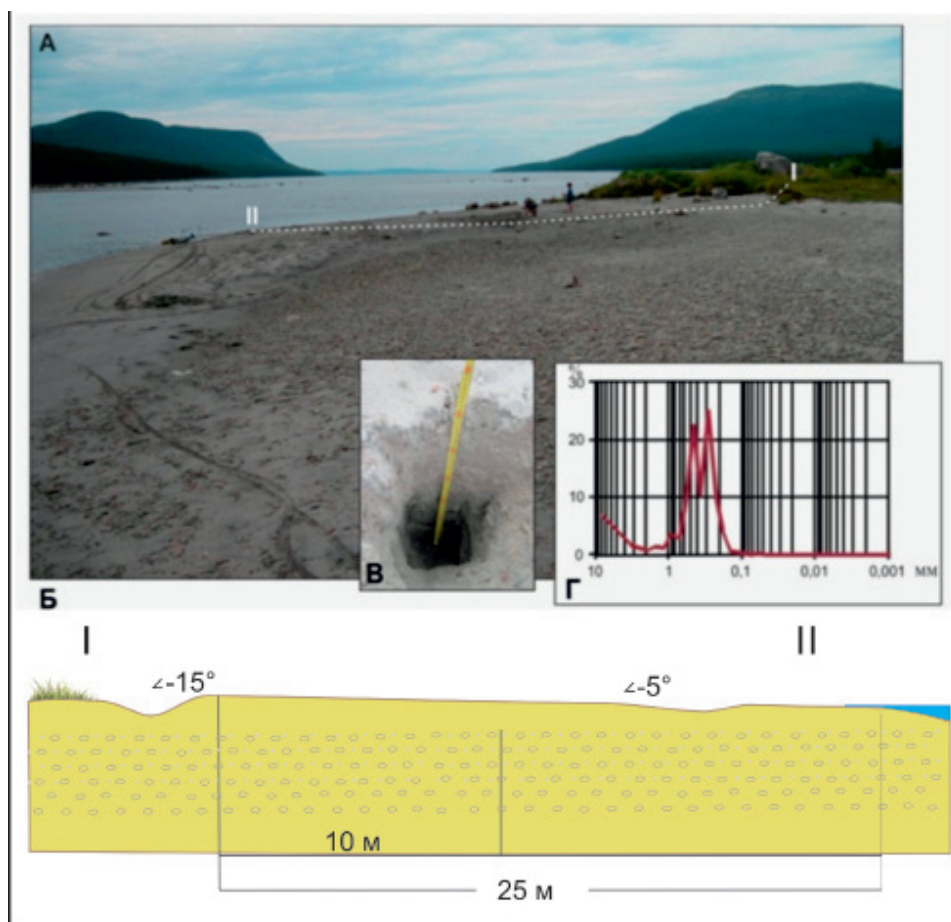


Рис. 30. Участок аккумулятивного берега – коса в устье реки Колвица: А – общий вид; Б – геоморфологический профиль (линия профиля показана белой пунктирной линией на рис. А); В – фото закопушки, вскрывшей пески на всю их мощность; Г – кривая гранулометрического состава песков; на профиле (рис. Б) цифрами показана ширина пляжа и его активной (в сторону моря) и тыловой (в зоне штормовых заплесков) частей, углы наклона – измеренные углы наклона поверхности пляжа

Берега техногенного типа (рис. 27) представлены сооружениями Кандалакшского порта и рыбзавода, в значительной степени переработаны и закреплены в виде стенок (рис. 32). По существу, техногенной является и приморская часть береговой зоны в пределах городской застройки, которая была в своё время поднята за счёт засыпки всех отрицательных неровностей рельефа опилками и щепой с примесью песка.



Рис. 31. Ваттовый берег в вершине Палкиной губы; илистая осушка покрыта «няшей»



Рис. 32. Техногенные берега в районе города Кандалакша: А – устье водоотводного канала реки Нива; Б – берег, сложенный в основном древесной щепой; В – насыпной берег из опилок, активно размываемый морем; Г – берег, закреплённый стенкой Кандалакшского порта и далее к северу укреплённый валунами

На морфологию берегов узких фиардов значительно влияют плавающие и припайные льды. Зимой под действием ветра на берегах образуются торосы (рис. 33 А), льды сдирают и транспортируют к берегу материал осушки. После таяния торосов сохраняются льдонапорные валы, которые местами формируют валунный банкет, предохраняющий сушу от дальнейших разрушений (рис. 29, 33 Б).

Современные геодинамические процессы на берегах проявляются многочисленными сейсмодислокациями (рис. 34 А, Б), а также выступают триггером сейсмогравитационных процессов. При этом сейсмогенные осыпи и обвалы, достигшие береговой зоны, являются мощным поставщиком обломочного материала (рис. 34 В).

Благодаря сочетанию послеледниковой поднятия, продолжавшегося на протяжении всего голоцена (Колька, Корсакова, 2017), и береговых процессов конфигурация береговой линии Кандалакшского залива быстро изменяется. Острова смыкаются между собой и с коренной сушей, а заливы и проливы постепенно отчленяются от моря и превращаются в озёра. При этом на абразионных моренных берегах деятельность волн, морского льда и приливов вносит в эти процессы заметный вклад. Одним из механизмов отчленения от моря проливов является напорное действие льдов.



Рис. 33. Северный берег Колвицкой губы: А – торосы; Б – береговой банкет, созданный напорным действием льда

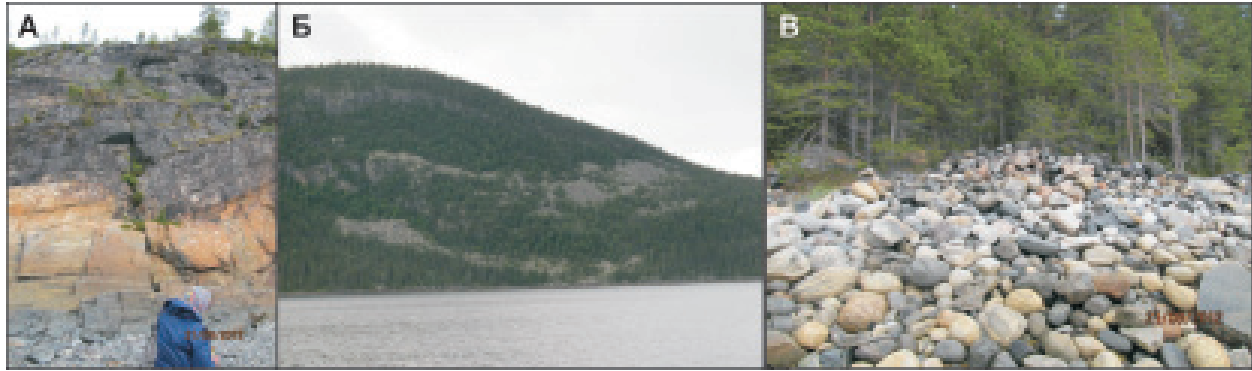


Рис. 34. Смещение верхней границы прилива в результате современных геодинамических процессов: А – Кандалакшский берег; Б – оползень на юго-восточном борту Колвицкой губы; В – осыпь, выходящая к урезу воды на её юго-западном берегу

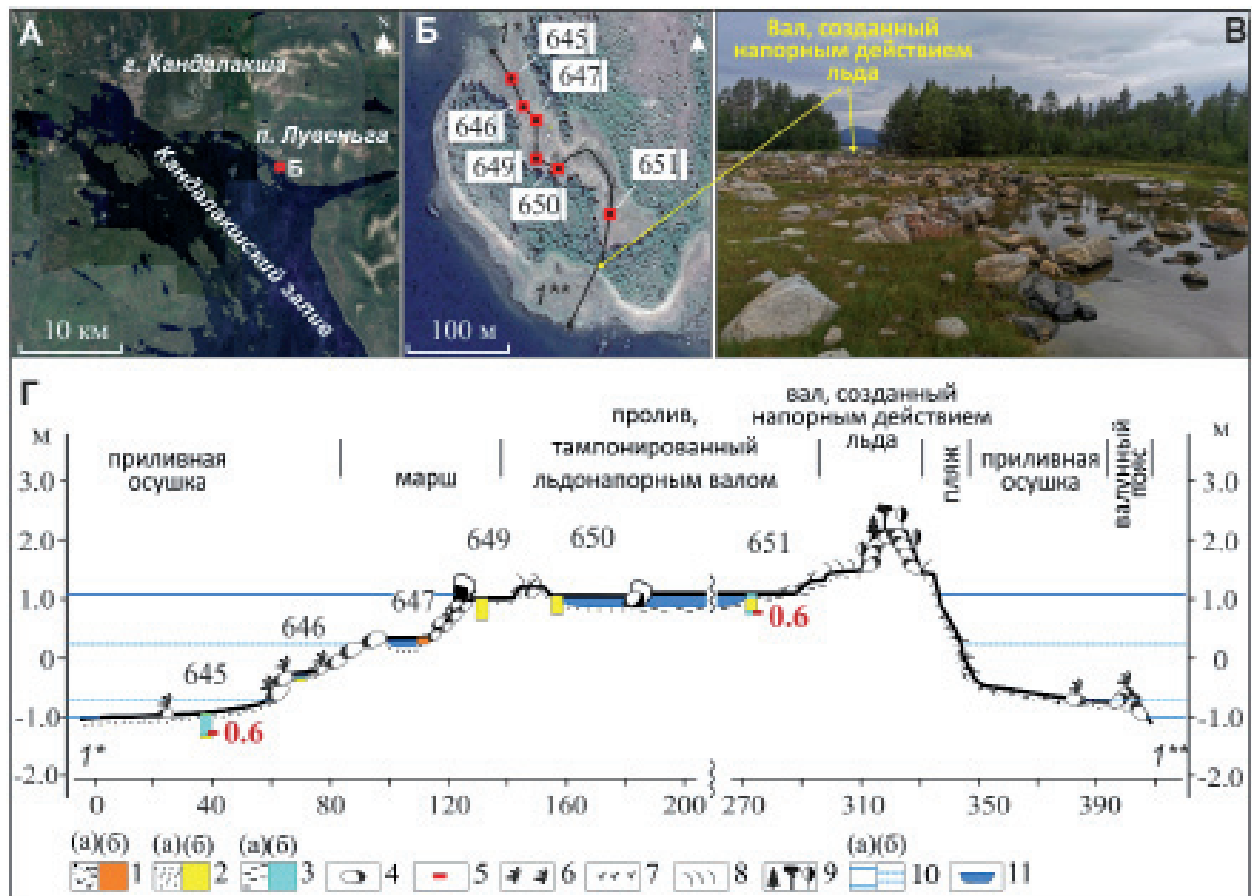


Рис. 35. Окрестности посёлка Лувеньга по (Шилова, Репкина, 2017; с изменениями и дополнениями): А – положение района на берегу Кандалакшского залива (показано красным квадратом); Б – пролив, отчленяющийся от моря в ходе последленикового поднятия побережья и тампонирувания льдонапорным валом; В – днище отчленяющегося пролива (вид на юго-восток); Г – геоморфологический профиль 1*–1** по днищу отчленяющегося пролива (положение профиля и изученных разрезов, обозначенных цифрами, показано чёрной линией с красными квадратами на рис. Б); основа на рис. А и Б – изображение Google Earth (<https://www.google.com/earth>), находящееся в свободном доступе.

Условными знаками на рис. Г показано: осадки на поверхности (а) и вскрытые в шурфах (б): 1 – галечно-гравийно-песчаные и песчано-гравийные; 2 – песок; 3 – алевроит и песок; 4 – валуны и глыбы; 5 – места отбора образцов на радиоуглеродный возраст (определенный возраст показан красной цифрой, тыс. л. н. (кал.)); растительность: 6 – водоросли, 7 – маршевая, 8 – луговая, 9 – лесная; 10 – положение уровня моря в полную и малую воду: (а) – сизигии, (б) – квадратуры; 11 – водоёмы, изолирующиеся от моря

В районе посёлка Лувеньга, например, юго-восточный вход в небольшой пролив около 0.6 тыс. л. н. (кал.) был тампонируван льдонапорным валом (рис. 35), тогда как с северо-запада морская вода всё ещё затопливала днище пролива. Образование льдонапорного вала изменило условия накопления осадков и на днище пролива, и на приливной осушке к северо-западу от него (Шилова, Репкина, 2017).

Таким образом, новые данные при очевидном подтверждении факта ограниченного воздействия моря на берега фиардов и шхер позволили существенно детализировать характеристику современных берегов, выявить их новые типы, уточнить роль морских льдов в формировании берегов, а также установить значение современной геодинамики в формировании береговой зоны.

ГЛЯЦИОФЛЮВИАЛЬНЫЕ И МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ В КАРЬЕРЕ ВОСТОЧНЕЕ ДЕРЕВНИ КОЛВИЦА

В карьере у дороги Кандалакша – Умба, в 2.7 км восточнее села Колвица, вскрывается комплекс гляциофлювиальных отложений, к которым прислонены осадки морской террасы с абсолютными отметками 57 м н.у.м. (рис. 36). Терраса расположена между двумя грядами широтного простирания. Отложения, слагающие озовую гряду и прислоненные к ней морские осадки, вскрытые карьером, были описаны ранее (Kolka et al., 2008). Более подробно и всесторонне они изучены в ходе выполнения проекта РНФ 22-17-00081.

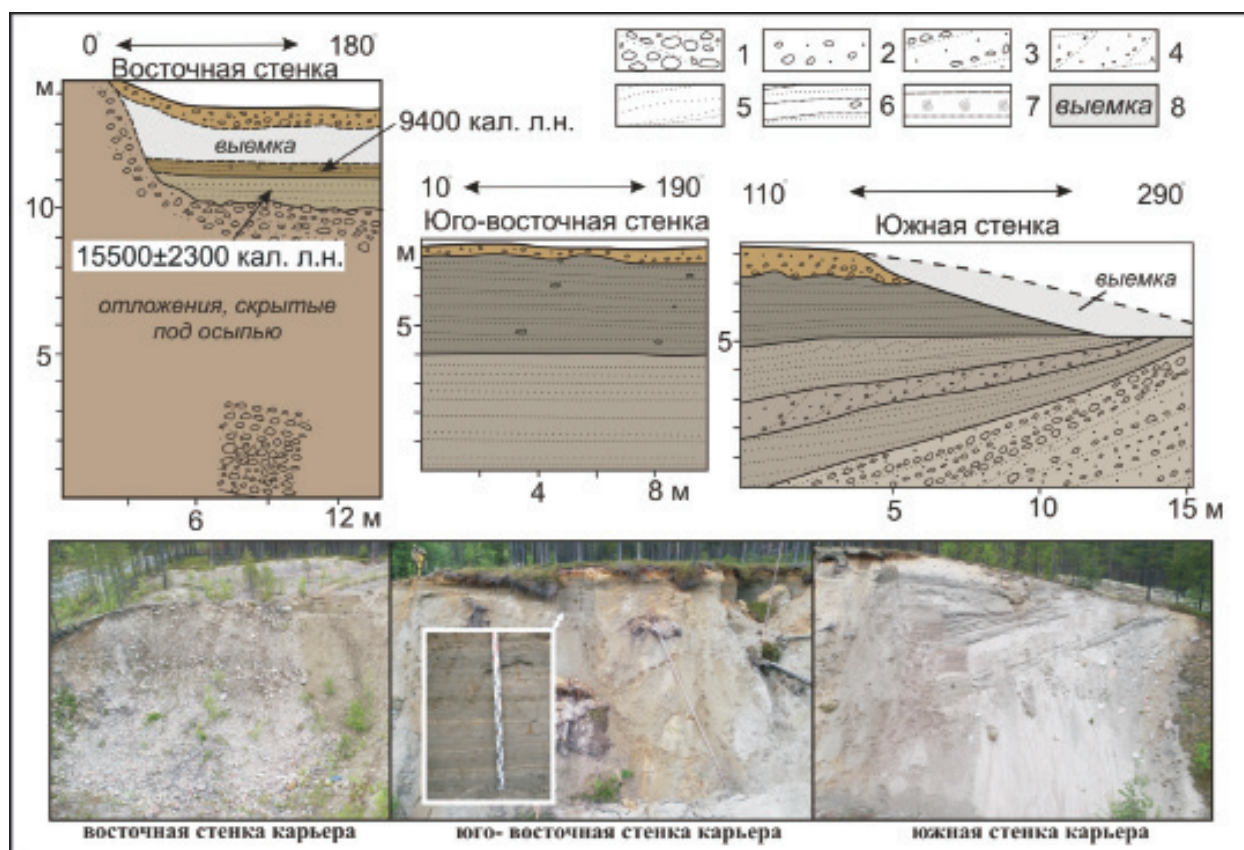


Рис. 36. Строение ледниково-озёрных и морских отложений в карьере, находящемся в 2.7 км восточнее деревни Колвица:

1 – галька с гравием, валунами и песком разномерным; 2 – песок разномерный с галькой и валунами; 3 – песок разномерный с прослоями гравийно-галечных осадков с валунами; 4 – песок крупно- и среднезернистый с гравием и галькой; 5 – песок мелко- и среднезернистый; 6 – песок тонко- и мелкозернистый с прослоями алевролита; 7 – алевролит с прослоями глины и с обломками раковин; 8 – участки, уничтоженные во время разработки карьера

В нижней части *юго-восточной стенки карьера* вскрывается пачка ритмично-слоистых отложений, представляющих собой переслаивание светло-серого тонкозернистого (иногда мелкозернистого) песка и серого глинистого алевроита. Общая видимая мощность этой пачки в разрезе достигает 7 м. Толщина прослоев песка в пачке варьирует от 1 до 10 см, а мощность прослоев алевроита не превышает 1 см. Встречаются прослои (до 10 см) с волнистой слоистостью и единичные валуны, по-видимому, дрифтостуны. Слоистость по всей пачке горизонтальная, в нижней части разреза иногда извилистая.

В *восточной стенке карьера* верхняя часть разреза снизу вверх представлена ритмично-слоистыми осадками в виде переслаивания светло-серого тонко-мелкозернистого песка и серого алевроита (1.6–0.4 м). Из нижней части этого слоя получена ОСЛ дата 15.5 тыс. лет (рис. 36). В верхней части этой пачки залегают зеленовато-серые горизонтально слоистые алевроиты с линзами тонкозернистого песка, периостракумами раковин *Portlandia* и трубками полихет. Результаты диатомового анализа, выполненного для этих слоёв, показали, что крайне низкие концентрации (< 1÷5 тыс. створок на грамм) и состав диатомей с доминированием холодноводных эвригалинных видов *Chaetoceros holsaticus* и *C. socialis*, присутствие ледово-морских диатомей свидетельствуют об осадконакоплении в низкопродуктивном сильно опреснённом ледовитом морском бассейне. В верхней части пачки наблюдаются признаки уменьшения ледовитости и/или усиления гидродинамической активности, а также, вероятно, понижения уровня моря.

В кровле разреза выделяется слой (линза) зеленовато-серой глины, насыщенной обломками раковин *Mytilus edulis*, которые, по-видимому, формировали здесь мидиевую банку на литорали. По раковинам была получена радиоуглеродная дата 9400 л. н. (кал.) (рис. 36). В этом слое концентрации диатомей низкие (10–100 тыс. створок на грамм), доминируют бентосные и перифитонные солоновато-морские и пресноводно-солонатоводные виды *Diploneis smithii*, *D. didyma*, *Achnanthes arctica*, *Tryblionella punctata*, *Caloneis lancettula* и др., которые также свидетельствуют о литоральной обстановке осадконакопления. Морские осадки прислонены к геологическому телу, сложенному окатанным валунно-галечным материалом с неявной слоистостью. Этот крупнообломочный материал отражает строение гребневой части озовой гряды, вытянутой субширотно.

На периферии озовой гряды в *южной стенке карьера* вскрыт гравийно-галечный материал с валунами и серым песком, слоистый за счёт прослоев с разным содержанием гальки, а также за счёт линз крупнозернистого песка с гравием. Слоистость падает в юго-восточном направлении. Выше по разрезу залегают серый мелко- и среднезернистый песок с прослоями крупнозернистого песка с гравием и галькой. Слоистость в этой толще мощностью до 4.6 м – крупнолинзовидная, с падением в восточном и юго-восточном направлении. Угол наклона линз в слое постепенно убывает в восточном направлении. Над этой пачкой залегают субгоризонтально слоистый тонко- и мелкозернистый песок с прослоями алевроита, в целом аналогичный осадкам в юго-восточной стенке карьера.

Вскрытые в карьере отложения можно интерпретировать как осадки приледникового озера (или залива приледникового водоёма), прислоненные к отложениям озовой гряды. В дальнейшем мы наблюдаем переход от обстановки приледникового водоёма к сильно опреснённому ледовитому морскому бассейну с возрастом 15.5 тыс. лет, затем – к морскому, более глубоководному (с портландиями и полихетами), который впоследствии обмелел (сформировалась литораль с мидиевой банкой), а солёность его повысилась. Возраст раковин мидий, определённый радиоуглеродным методом в 9.4 тыс. л. н. (кал.), говорит о завершении накопления регрессивной серии осадков в раннем голоцене.

К югу от карьера во впадине между гребнями двух озовых гряд в гляциокарстовой котловине на отметке 48.6 м н.у.м. расположено небольшое озеро глубиной до 1.5 м (рис. 37). Строение разреза донных осадков сверху вниз следующее: 1.5–6.07 м – торф, книзу очень плотный, нижняя граница резкая и чёткая; 6.07–6.25 м – гиттия тёмно-коричневая, очень плотная, в нижней части слоистая, возраст которой по результатам радиоуглеродного датирования составил 7600–7500 л. н. (кал.); 6.25–6.46 м – глина алевроитистая с примесью тонкозернистого песка, серая с зеленовато-бурым оттенком, с рассеянной органикой, пластичная, с хорошо прослеживающейся градиационной слоисто-

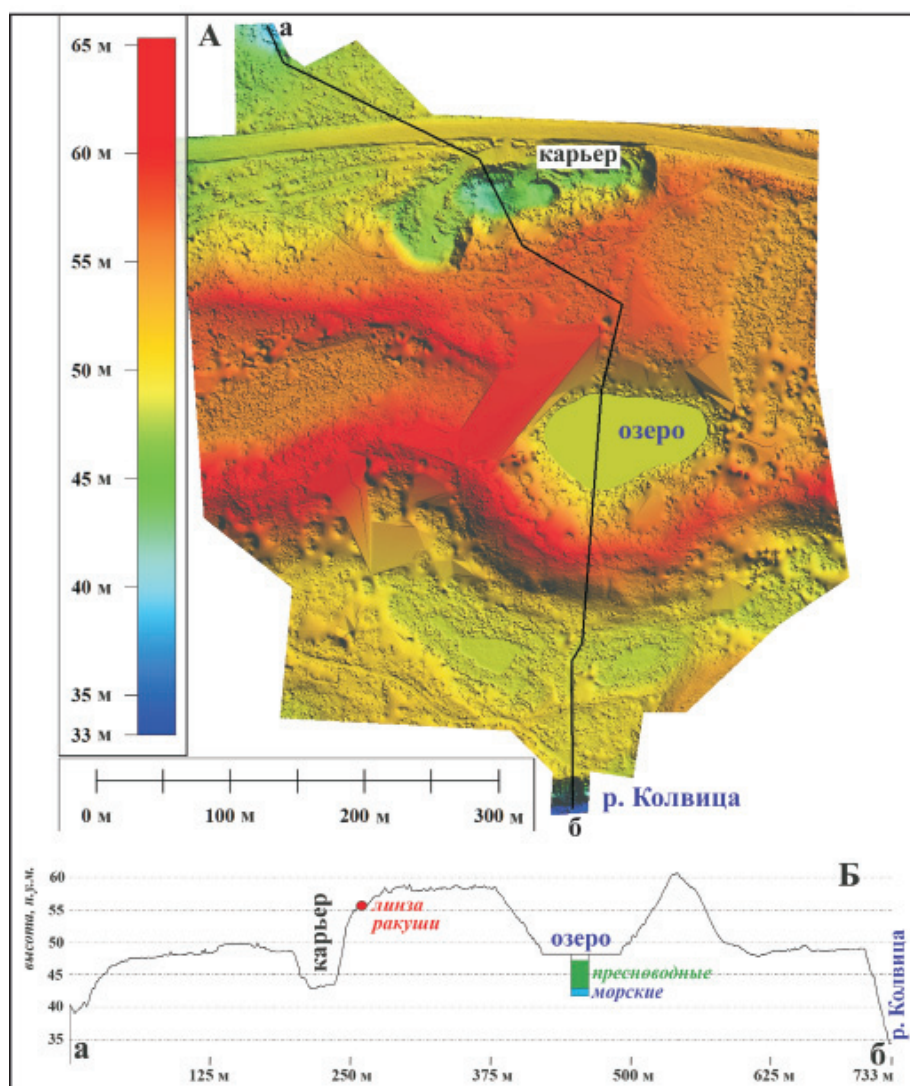


Рис. 37. Цифровая модель местности (А) и профиль (Б) по линии а-б через карьер и озеро, расположенные восточнее деревни Колвица

стью. По предварительным результатам диатомового анализа, наблюдается постепенный переход от морского к пресноводному комплексу. До глубины 6.29 м доминируют морские и солоноватоводные виды диатомей, с глубины 6.2 м – пресноводные виды, в интервале 6.20–6.29 м состав диатомовых ассоциаций смешанный.

Таким образом, представленные объекты демонстрируют нам фрагмент позднеледниковой истории Колвицкой ложбины, в которой мы видим и приледниковый бассейн на финальных стадиях деградации оледенения, и позднеледниковую трансгрессию, и падение уровня позднеледникового моря и его регрессию в первой половине голоцена.

ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ДОЛИНЕ РЕКИ КОЛВИЦА

В приустьевой части долины реки Колвица, на её левом обрывистом берегу, вскрывается террасовидная форма с пологой холмистой поверхностью на высоте 16–22 м н.у.м. В обнажении длиной до 80 м были изучены позднеледниковые образования (рис. 38). Разрез расположен в 0.18 км ниже по течению от левой части Колвицкого водопада (67°04'59.9" с. ш., 33°00'23.2" в. д.).

Снизу вверх в обнажении Колвица вскрыты слои (рис. 39):



Рис. 38. Общий вид обнажения на левом берегу реки Колвица

1 – серый мелко- и среднезернистый песок, промытый, неясно-слоистый за счёт среднезернистого песка, с примесью крупнозернистого и коричневатого мелко- и среднезернистого песка; кровля падает по азимуту 320° под углом 11° . В верхней части слоя отмечены сбросы амплитудой до 0.3 м и с падением сместителя по азимуту 185° под углом 69° . Видимая мощность слоя более 2.1 м, подошва скрыта под осыпью;

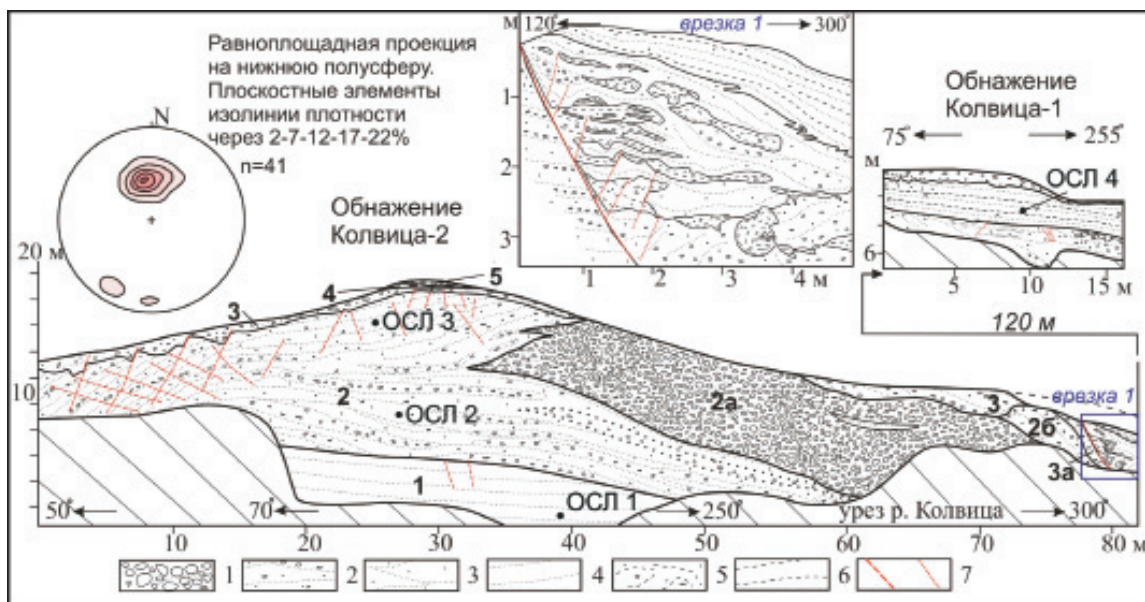


Рис. 39. Обнажение в приустьевой части долины реки Колвица:

1 – грубообломочные окатанные отложения (мелкие валуны, галька и гравий); 2 – переслаивание раз-
нозернистого песка и песка с гравием и галькой; 3 – песок среднезернистый с линзовидной слоистостью; 4 – песок мелко- и среднезернистый горизонтально-слоистый; 5 – разнородные отложения, смятые в складки; 6 – песок тонкозернистый и алевроит глинистый; 7 – разрывные нарушения, сбросы и трещины; цифрами на схеме показаны номера слоёв; на диаграмме показано распределение падения полюсов плоскостей сместителей разрывных нарушений; чёрными точками показаны места отбора образцов для ОСЛ датирования, возраст которых составил (л. н. (кал.)); ОСЛ 1 – 23000 ± 1000 , ОСЛ 2 – 33000 ± 2000 , ОСЛ 3 – 49000 ± 4000 , ОСЛ 4 – 6600 ± 900

2 – линзовидное переслаивание серого гравелистого средне-крупнозернистого песка и гравелистого крупнозернистого песка с галькой и мелкими валунами, оливково-серого мелкозернистого песка с примесью алеврита (вскрыт в интервале 5.35 м от подошвы слоя). Мощность линз составляет от 5–10 см до 3 м. Линзы падают по азимуту 15–20° под углом 20–28°. Верхняя часть слоя 2 деформирована сбросами с полого наклонным сместителем (45° и менее) и редкими взбросами. Наиболее деформирована восточная часть обнажения на границе с нижележащими осадками (рис. 40 А). Выделены две разновидности разрывных нарушений: 1) сбросы и сбросы-трещины до 5 см с заполнителем, амплитуда смещения по которым более 0.4 м, отмечается падение сместителя на север и северо-восток (диаграмма на рис. 39); ими деформирована и кровля слоя, неровности которой заполнены вышележащими отложениями; выявлено около 10 таких нарушений, удалённых друг от друга на 1.5–3.0 м; 2) пологие взбросы с амплитудой смещения до 2–4 см и со сместителем, падающим преимущественно на юг и юго-запад под углом 26–50°, расположены в 0.7–1.5 м друг от друга и преобладают в восточной части обнажения. В западной части обнажения отмечены и небольшие (до 0.25 м мощности), и крупные (до 8 м мощности и до 4.7 м длины) линзы рыхлого монотонного гравийно-галечного разнозернистого, преимущественно крупнозернистого, песка с валунами, отчётливо слагающего отдельный прослой 2а (рис. 39); крупнообломочный материал (0.05–0.2 м в диаметре) окатан. Кровля прослоя 2а падает по азимуту 31° под углом 26° в целом согласно падению линзовидной слоистости в восточной части обнажения. В западной части к кровле прослоя 2а (рис. 39) крупной линзой с видимой мощностью до 1.5 м и длиной до 6 м по простиранию обнажения залегает жёлто-коричневый песок крупнозернистый с большим количеством мелкой гальки и гравия, с включением светло-коричнево-серого и серо-оливкового мелкозернистого песка (слой 2б на рис. 39). Песок слоистый за счёт прослоек песка средне-крупнозернистого с гравием и галькой; слоистость здесь падает по азимутам 308–322° под углами 33–50°. Подошва линзы падает по азимуту 336° под углом 48°;

3 – светло-серый разнозернистый, преимущественно среднезернистый, песок с гравием, неясно-слоистый, представлен почти повсеместно на всём протяжении обнажения, в восточной его части заполняет неровности кровли подстилающих осадков, созданные сбросами. Мощность в центральной и восточной части обнажения изменяется от 0.4 до 1 м, в западной части возрастает до 1.15 м. Здесь выделен линзовидный прослой 3а (рис. 39), сложенный песком светло-жёлто-коричневым, крупнозернистым, с гравием и редкой галькой, с линзами (до 6–10 см) светло-оливково-коричневого песка среднезернистого, уплотнённого. Кровля линзы падает по азимуту 262° под углом 28°, а подошва – по азимуту 192° под углом 18–20°;

4 – бледно-оливковый глинистый алеврит, слоистый (толщина слойков до 2–4 см), с линзами песка, аналогичного по составу нижележащему песку, с единичными разноокатанными гальками и валунами. Его мощность достигает 0.25 м в центральной, наиболее высокой части обнажения,

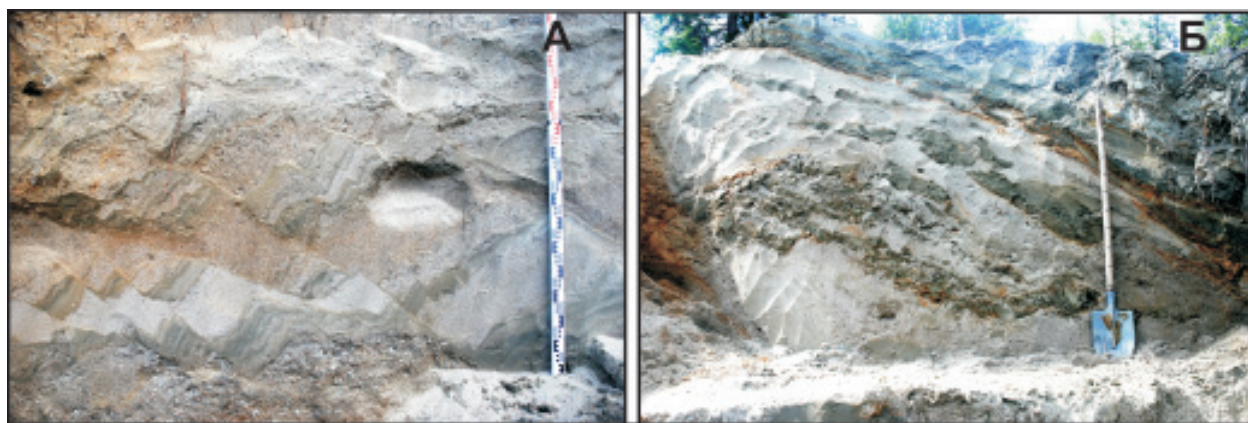


Рис. 40. Обнажение на левом берегу реки Колвица: А – разрывные нарушения в слое 2 (см. рис. 39); Б – западная часть обнажения с флю-тиллом

в восточной части он выклинивается, в западной части прослеживается фрагментарно, распадаясь на отдельные линзы толщиной до 0.15 м;

5 – жёлто-оливковый разнозернистый, преимущественно мелкозернистый, песок, пылеватый, с зёрнами разноокатанных гравия, гальки и валунами, рыхлый, монотонный; выражен только в центральной части обнажения под современной почвой, где достигает мощности 0.4 м.

В западной части обнажения (врезка 1 на рис. 39, 40 Б) на протяжении около 4.5 м представлена деформированная толща мощностью 3.0 м, которая прислоняется к локально представленным здесь осадкам слоя 3а, кровля которого ожелезнена. Толща дислоцирована и сложена: 1) светло-коричнево-серым песком с гравием, мелкой галькой и единичными валунами до 0,25 м в диаметре, по контакту с осадками слоя 3а ожелезненным; 2) мелко- и тонкозернистым песком, от серого до оливково-серого, с признаками первичной субгоризонтальной слоистости; 3) серым среднезернистым песком с примесью крупнозернистого и с гравием, с линзами толщиной до 7 см песка крупнозернистого с гравием и мелкой галькой; 4) оливковым глинистым тонкозернистым песком, переслаивающимся с оливково-серым песком, а в верхней части деформированной толщи слагающим выдержанный прослой до 1 м мощности с падением его подошвы по азимуту 307° под углом 46° (здесь глинистый песок встречается в виде линз, извилистых или округлых в виде «колобка»); 5) оливковым глинистым алевритом с единичным гравием и галькой, плотным, комковатым, залегающим в виде вытянутых и наклонных линз толщиной до 12 см, в которых отмечаются прослойки затянутого снизу оливково-серого глинистого мелкозернистого песка с редкими гравием и галькой. Толща разбита сбросами с падением сместителя по азимуту 107–123° под углами 47–65° и с амплитудой смещения до 10 см. Глинистый песок и алеврит с гравием интерпретируются как абляционная морена, или флоу-тилл (Каплянская, Тарноградский, 1993).

В целом, обнажением вскрыты супрагляциальные образования, представленные водноледниковой формой с флоу-тиллом на склоне. Отложения слоёв 2 и 3 накапливались на периферии крупного потока талых ледниковых вод и при вытаивании мёртвого льда, вмещавшего поток, деформировались сбросами и локально покрывались флоу-тиллом (Корсакова и др., 2022). Отложения из линзы 2а, возможно, накапливались из интенсивных потоков талых ледниковых вод. Похожее отложение отмечались в гребневых частях озовых гряд Кольского региона (Евзеров, 2013; Kolka et al., 2008; Vashkov, Nosova, 2024).

КОЛВИЦКИЙ ВОДОПАД, АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ В ДОЛИНЕ РЕКИ КОЛВИЦА

Река Колвица протяженностью всего около 9 км вытекает из озера Колвицкое и впадает в Колвицкую губу Кандалакшского залива Белого моря; имеет перепад высот 58.8 м (Кольская энциклопедия, 2009). Её водосборный бассейн составляет 1310 км². Значительный перепад высот от истока к устью частично реализуется на порожистых участках с водопадами, которые на Кольском полуострове называются падунами.

Колвицкий водопад находится в месте бифуркации русла реки. Здесь река делится островом на две протоки. На правой протоке когда-то существовала сельская гидроэлектростанция, поэтому сток сейчас осуществляется через старую разрушенную плотину с перепадом высот около 5 м. На левой протоке выступ коренных пород (гранитов) в 1.5 км от устья реки образует водопад высотой 6 м. Этот водопад называется Чёрный падун (рис. 41).

По мнению С. В. Шварёва, уступ водопада сформирован по тектонической плоскости, вероятно, разломного характера. Поверхность его плоская, разбита ортогонально сопряжённой системой трещин с азимутом простирания примерно 45° и 135°. Ограничения трещин имеют «свежий» облик, без следов обработки экзогенными агентами, что говорит в пользу их образования, т. е. раскрытия в результате сейсмических событий в постледниковое время. Простирание уступа, как и всей долины реки Колвица, соответствует простиранию дугообразного разлома (рис. 42 А). Его структурное положение соответствует границе между северной и южной частями палеопротерозойско-

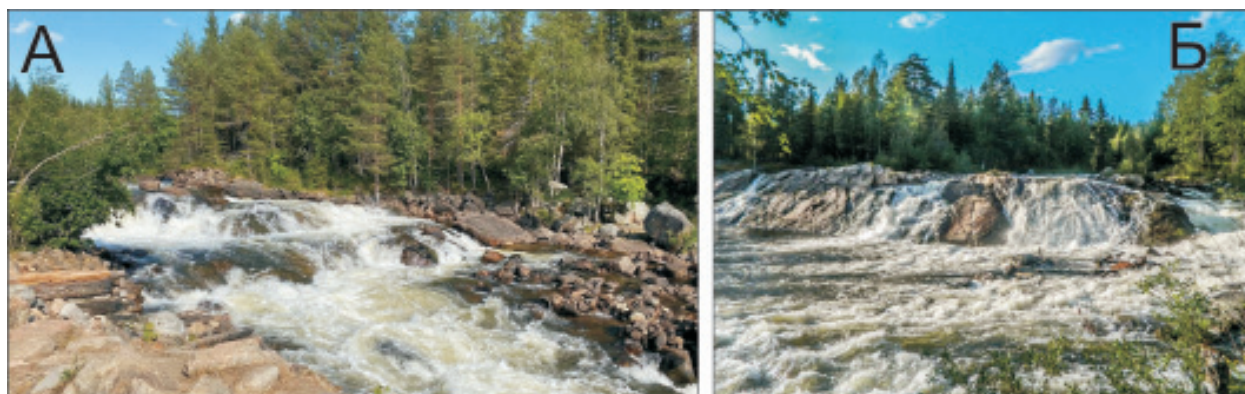


Рис. 41. Колвицкий водопад: А – на правой протоке реки; Б – Чёрный падун на левой протоке реки

го Колвицкого коллизионного меланжа, выраженного в рельефе тектонической депрессией между низкогорными массивами Кандалакшских тундр на севере и Колвицких тундр на юге. Новейшее обновление этой структуры связано с развитием доминирующего Кандалакшского грабена (рис. 42 Б) и сопряжённого с ним Колвицкого грабена вдоль одноименной губы Белого моря. В рамках этой концепции предложены детальное строение и кинематические характеристики новейшего разлома (рис. 42 В), в соответствии с которыми основные движения по нему имеют правосторонний сдвиговый механизм, реализующийся в основном на субширотных отрезках разлома, а также формирующий вторичные сбросы и сбросо-сдвиги на оперяющих нарушениях. Плоскость разлома наклонена к югу под углом около 35° . Судя по морфологии, уступ водопада отражает сбросовую составляющую смещения, вертикальная амплитуда которого в послеледниковое время может соответствовать высоте ступени в русле 3–4 м.

Видимые структуры в Колвицком пороге сопоставимы по параметрам с единой разломной зоной, представляющей собой субширотный сброс с опущенным южным крылом с амплитудой в несколько метров.

Археологические объекты в долине реки Колвица. Археологические работы в долине реки Колвица проводились в 1972–1973 гг. Мурманской археологической экспедицией Карельского фи-

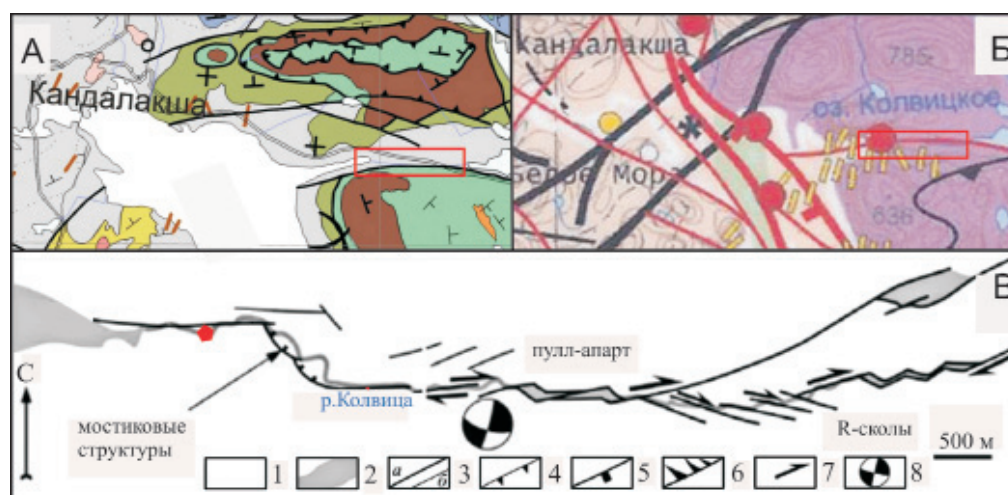


Рис. 42. Тектонические схемы района расположения Колвицкого водопада (положение водопада показано красным значком на рис. В): А – фрагмент Геологической карты Кольского региона (Митрофанов, 1996); Б – фрагмент Тектонической карты Белого моря и прилегающих территорий (Балуев, 2010); В – структурная схема системы новейшего разрыва в долине реки Колвица по (Колодяжный и др., 2019); положение участка показано красными прямоугольниками (на рис. А и Б).

На рисунке В условными знаками показано: 1 – палеопротерозойские образования; 2 – новейшие депрессии, занятые озёрами; 3 – разрывы: а – главные, б – второстепенные; 4 – взбросы и надвиги; 5 – сбросы; 6 – системы оперяющих клиновидных отрывов; 7 – направления сдвиговых смещений; 8 – стереограммы неотектонических напряжений: квадранты – растяжения (чёрный), сжатия (белый)

лиала АН СССР под руководством Ю. В. Титова. За два года работ здесь было открыто одиннадцать стоянок, шесть из которых подверглись раскопкам. Это стоянки Колвица 1–4, 9 и 10. Все памятники расположены на правом берегу реки в 6–10 км от её устья, в непосредственной близости к воде (рис. 43). Некоторые стоянки частично разрушены в результате речной эрозии.

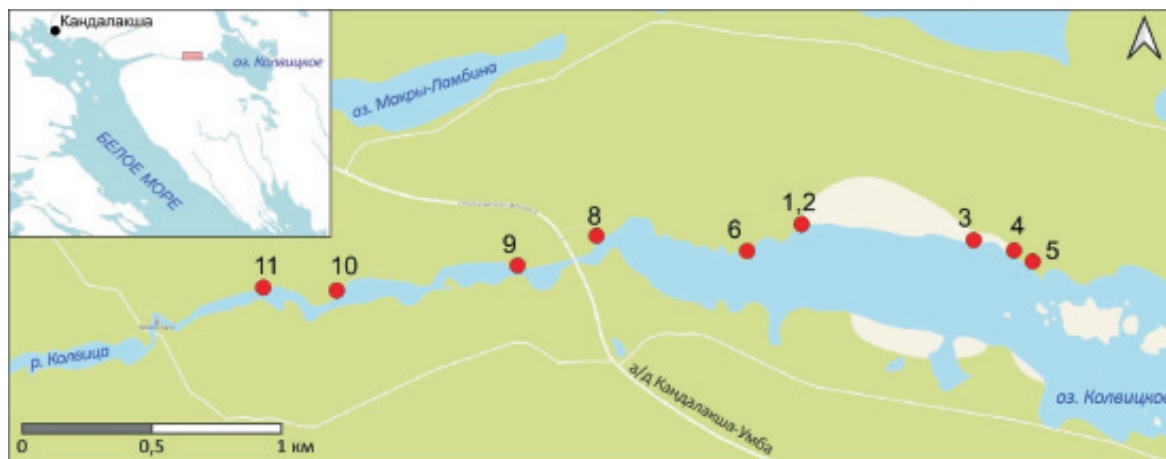


Рис. 43. Местоположение древних стоянок на берегу реки Колвица (стоянки указаны точками красного цвета с обозначением номеров) и самого участка (розовый прямоугольник) на врезке

Мощность отложений, которые вмещают археологические находки, на всех стоянках не превышала 15–20 см. Основная масса находок залегала в подзолистом почвенном горизонте, представленном светло-серым песком, и в верхней части подстилающего его буром песке иллювиального горизонта. Помимо артефактов, на раскопанных стоянках были обнаружены каменные очаги, кострища и хозяйственные ямы.

Стоянки Колвица 3, 4 и 9 (рис. 43) отличались содержанием в культурном слое огромного количества пережжённых костей млекопитающих и рыб. Среди определимых преобладают кости северного оленя, лося, нерпы и бобра (Савватеев, Верещагин 1978). Среди артефактов наибольшее количество составляют орудия из кварца (скребки, проколки, резцы) и отходы их производства. Также найдены изделия из сланца и окремнённых пород (проколки, рубящие орудия, ножи, накопечники), зернистых пород (абразивы) и керамики (фрагменты посуды).

Определить возраст памятников можно на основе типов керамики. Самыми ранними являются стоянки Колвица 3 и 4 (рис. 43). Здесь найдена раннеолитическая посуда с ямочно-гребенчатым орнаментом, относящаяся к типу Сярайсьеми 1, датируемая концом VI – серединой V тысячелетия до н. э. Стоянки Колвица 9 и 10 (рис. 43), расположенные ниже по течению, содержат пористую гребенчатую керамику среднего неолита и датируются второй половиной IV тысячелетия до н. э. Самой поздней является стоянка Колвица 11 (рис. 43), на которой обнаружены фрагменты керамики с обильной примесью асбеста, относящейся к типу Ловозеро и к эпохе бронзы, т. е. к первой половине II тысячелетия до н. э.

В целом, состав артефактов всех стоянок показывает, что данный район активнее всего осваивался древним человеком с начала неолита до бронзового века, т. е. с конца VI и до середины II тысячелетия до н. э.

ПРОЯВЛЕНИЯ ПАЛЕОСЕЙСМИЧНОСТИ В РЕЛЬЕФЕ И ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КОЛВИЦКОЙ ДЕПРЕССИИ

Колвицкая депрессия, имеющая субширотное простираие и наследуемая долиной реки Колвица, раскрывается на запад в Кандалакшский залив и на восток в котловину Колвицкого озера.

Вместе с окружающими её горными массивами Кандалакшских и Колвицких тундр она входит в состав одноименной морфоструктуры. В Колвицкой депрессии и на смежных горных склонах представлены водно-ледниковые и морские образования, в которых диагностированы следы древних землетрясений и другие проявления эндогенной тектоники.

Колвицкая морфоструктура. Низкогорные массивы Кандалакшских и Колвицких тундр с высотой 600–800 м н.у.м., прилегающие к северо-восточному побережью Кандалакшского залива, сложенные габбро-анортозитами гранулитовой формации, резко отличаются по своей высоте от образований того же возраста, развитых к востоку от них. Это позволило в своё время выделить Колвицкую новейшую морфоструктуру, которая по всей своей периферии ограничена линиями разломов (Стрелков, 1973). Колвицкая морфоструктура представляет собой соответственно две группы возвышенностей, разделённых депрессией: Кандалакшские тундры на севере, включающие несколько обособленных массивов, сгруппированных субширотно, и Колвицкие тундры на юге, ориентированные в северо-западном направлении вдоль Кандалакшского залива (рис. 44). Наряду с другими подобными массивами Кольского региона, эти возвышенности стали формироваться с олигоцене-

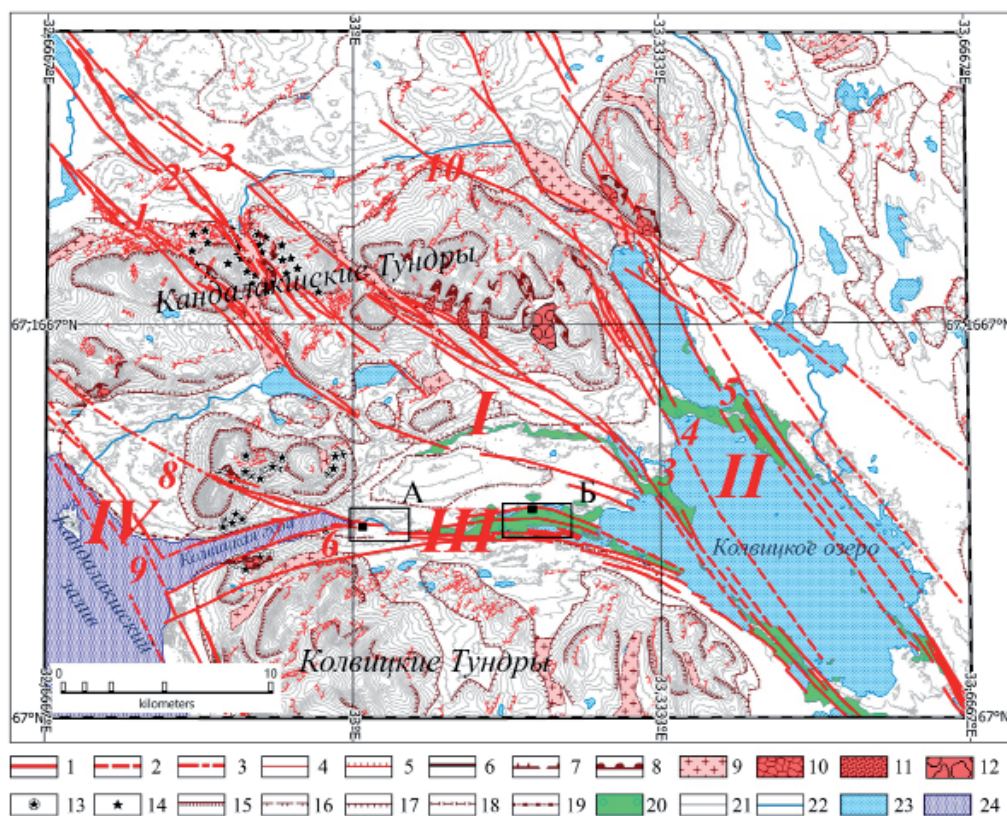


Рис. 44. Колвицкий тектонический узел и основные зоны активизированных тектонических нарушений по ((Шварёв и др., 2024 а) с изменениями).

Активизированные разломы: 1 – выраженные в рельефе; предполагаемые: 2 – в пределах акваторий, 3 – под рыхлыми отложениями; сейсмо- и тектогенные формы рельефа: 4 – сейсмогенные рвы, 5 – скальные уступы, 6 – ущелья, 7 – бровки тектонических долин, 8 – сейсмогравитационные уступы, 9 – днища тектонических долин, 10 – обвальнo-оползневые тела, 11 – обвальнo-оползневые и каменно-лавиные конусы и шлейфы, 12 – моренно-сейсмогенные шлейфы; сейсмодислокации разных типов, установленные ранее в результате полевых исследований: 13 – в массиве Домашние тундры (Шевченко и др., 2007), 14 – в массиве Лувеньгские тундры (Николаева, Евзеров, 2018; Николаева и др., 2020; Шварёв и др., 2023; 2024 а, б); элементы рельефа: 15 – подошвы крутых склонов скальных массивов, 16 – подошвы предгорных ступеней, 17 – подошвы предгорных пологих склонов, 18 – тыловой шов плоской аккумулятивной равнины, 19 – дистальная граница полигенетического шлейфа, 20 – аккумулятивные водно-ледниковые гряды (озы); прочие обозначения: 21 – изогипсы (по данным цифровой модели рельефа ArcticDEM, сечение горизонталей 20 м), 22 – реки, 23 – озёра, 24 – Кандалакшский залив Белого моря. Участки исследований (А и Б) и расположение разрезов рыхлых отложений выделены соответственно чёрными прямоугольниками и квадратами; зоны активизированных тектонических нарушений указаны красными римскими цифрами

на – начала миоцена (Стрелков и др., 1976). Судя по деформациям раннеголоценовых береговых линий, амплитуды постледниковых вертикальных дифференцированных смещений здесь достигают 30 м (Кошечкин, 1979), обеспечивая потенциал для проявлений постледниковой сейсмичности, следы которой в виде разнообразных форм раздробления и смещения скальных пород были обнаружены на побережье Кандалакшского залива (Шевченко и др., 2007) и во внутренних частях самих возвышенностей (Николаева, Евзеров, 2018; Николаева и др., 2020). По современным представлениям, активные тектонические структуры исследуемого района входят в обрамление Кандалакшского новейшего грабена (Балуев и др., 2012). В то же время идентификация сейсмогенерирующих разломов, активизированных в новейшее время и обновлённых в поздне-постледниковое время, остаётся проблематичной. Предложенные варианты схем новейших нарушений (Николаев и др., 1967; Кратц, 1978; Бабак, 1980; Трифонов, 1987; Грачев, 1997; Zelenin et al., 2022) имеют существенные расхождения.

В Кольском регионе по совокупности геоморфологических и сейсмотектонических признаков выделена одна из крупнейших активизированных структур – Имандра-Колвицкий разлом, вытянутый более чем на 100 км с северо-запада на юго-восток от озера Бабинская Имандра до полуострова Турий, рассекающий Кандалакшские тундры на отдельные массивы и обрамляющий с востока Колвицкие тундры (Шварёв и др., 2021). На пересечении с Кандалакшскими тундрами в зоне этого разлома идентифицированы многочисленные сейсмодетформации, свидетельствующие об очаговой зоне поздне-постледниковых палеоземлетрясений (Шварёв и др., 2023; 2024 а, б). В то же время Имандра-Колвицкий разлом не единственный в исследуемом районе. Анализ цифровых моделей рельефа и космических снимков позволил выявить в пределах Колвицкой морфоструктуры значительное количество сейсмодетформаций разного типа, включая первичные сейсмотектонические проявления в виде сейсморазрывов и вторичные сейсмогенные проявления, главным образом сейсмогравитационные, в виде крупных скальных оползней, обвалов, каменных лавин (рис. 44). Это, в свою очередь, позволило расширить представления об активизированной блоково-разломной структуре исследуемой территории, определяя её как Колвицкий тектонический узел.

Колвицкий тектонический узел. Крупнейшие сейсмогравитационные и сейсмотектонические образования приурочены к основным активизированным разрывным нарушениям, сгруппированным в четыре основные зоны: I – Имандра-Колвицкую; II – Восточно-Колвицкую; III – Колвицкую; IV – Восточно-Кандалакшскую (Шварёв и др., 2024 б).

Имандра-Колвицкая зона (I на рис. 44) вытянута с северо-запада на юго-восток и в северной части представлена тремя субпараллельными ветвями (западной (1); центральной (2) и восточной (3)), рассекающими массив Кандалакшских тундр и формирующими крупные сквозные тектогенные долины. К юго-западу все три ветви сливаются в единый магистральный разрыв, обрамляющий с востока низогорный массив Колвицких тундр и отделяющий депрессию озера Колвицкое. На пересечении с Кандалакшскими тундрами все три ветви характеризуются крупными сейсмотектоническими и сейсмогравитационными формами. В пределах Колвицкой депрессии, в южной её части, они пространственно сопряжены с аккумулятивной водно-ледниковой (озовой) грядой. Восточно-Колвицкая зона (II на рис. 44) включает в себя две ветви (западную (4) и восточную (5)). В северной части они обрамляют фланги депрессии, занятой котловинами озёр Большое и Малое Глубокое, и наследуют сквозную тектогенную долину. На юге зоны II они ограничивают непосредственно котловину озера Колвицкое. К обеим ветвям зоны II приурочены крупные сейсморвы, скальные оползни-обвалы в пределах низогорного массива и озовые гряды, простирающиеся вдоль берегов и в акватории озера Колвицкое. Колвицкая зона (III на рис. 44) субширотно дугообразно обрамляет северный фланг низогорного массива Колвицких тундр. Зона контролирует межгорную впадину (Колвицкую депрессию), соединяющую котловину озера Колвицкое и грабен Кандалакшского залива и наследуемую долиной реки Колвица. Южный фланг зоны определяется дугообразным нарушением, на западе контролирующим сквозную долину, рассекающую низогорный массив, а на востоке – исток и верховья реки Колвица, сопряжённые с системой субширотного оза. Осевая часть Колвицкой разломной зоны в западной части выражена в виде структур Колвицкого грабена

(7 на рис. 44), занятого акваторией Колвицкой губы. Активность Колвицкого грабена особенно заметна на его южном борту, где развиты крупные сейсмогравитационные образования. Восточное замыкание Колвицкого грабена связано с нарушением (8 на рис. 44), виргирующим от Колвицкой зоны в северо-западном направлении. Этот разлом на пересечении с массивами Домашних тундр (гора Окатьева) и Лувеньгских тундр проявляется в виде узких тектонических ущелий, сопровождаемых комплексом сеймотектонических и сейсмогравитационных форм. Восточно-Кандалакшская зона (IV на рис. 44) является частью восточного борта новейшего Кандалакшского грабена и включает серию субпараллельных нарушений (9 на рис. 44), в целом определяющих ступенеобразное погружение фундамента в западном направлении.

Колвицкая депрессия как геологическая структура. Следует отметить, что кроме разломов обрамления Колвицкой морфоструктуры и сквозных нарушений значительный интерес представляет Колвицкая межгорная депрессия и активные структуры Колвицкой зоны (III на рис. 44), её определяющие. Новейшее обновление этой структуры связано с развитием доминирующего Кандалакшского грабена (Балуев, 2010) и определяет параметры сопряжённого с ним Колвицкого грабена (8 на рис. 44) в устьевой части одноименной реки и вдоль одноименной губы Белого моря. Бортовые ограничения Колвицкого грабена обозначают борта речной долины, центральная его часть соответствует осевой депрессии. В среднем течении реки Колвица развиты скальные пороги, характеризующие её ступенчатый структурный профиль. Верхняя часть долины сопряжена с системой параллельных водно-ледниковых гряд Колвицкого оза.

Структурно-тектонический анализ скальных выходов в русле реки Колвица свидетельствует о том, что элементы современной долины реки Колвица можно ассоциировать с субширотным правосторонним сдвигом и оперяющими нарушениями. Прямолинейные участки долины соответствуют магистральным разрывам, плёсовые участки – впадинам типа «пулл-апарт», водопады – пересечению с оперяющими разрывами, ступенчатые кулисообразные изгибы русла – R-сколам (Колодзяжный и др., 2019). В соответствии с этим движения по разлому осуществлялись с правосторонним сдвигом в основном на субширотных отрезках разлома, а также с проявлением вторичных сбросов и сбросо-сдвигов на оперяющих его нарушениях (см. рис. 42).

Палеосейсмодетформации в приустьевой части долины реки Колвица. Параметры палеосейсмодетформаций в приустьевой части долины реки Колвица, развитые в скальном ложе реки и в рыхлых отложениях на её левом борту, пространственно и кинематически отвечают субширотному нарушению и свидетельствуют о его постледниковой активизации. Разрез на левом берегу реки Колвица в нашей интерпретации с тектоническими (сейсмогенными) деформациями в песчаных отложениях и скальный порог в её русле, известный как Колвицкий водопад, расположены в непосредственной близости почти напротив друг друга (рис. 45 А, Б). Рассмотрим эти два объекта во взаимосвязи по отношению к тектонической структуре и её новейшему этапу развития. Русло реки Колвица на данном участке обладает явными структурными чертами и представляет собой сочетание двух протяжённых субширотных магистральных отрезков, соединённых двумя короткими субмеридиональными рукавами. Колвицкий водопад представляет собой скальный выход длиной около 100 м, ниже которого русло делает резкий, под углом 90° , коленообразный поворот от субмеридионального направления к субширотному.

Уступ водопада, или порога, что точнее отражает его параметры, имеет прямолинейную форму в плане (рис. 45 В) и трапециевидную в поперечном сечении с крутизной ската около 35° (рис. 45 Д). Он соответствует тектонической плоскости, вероятно, разломного характера, о чём свидетельствует плоская поверхность уступа, разбитая ортогонально сопряжённой системой трещин, простирающихся по азимуту около 45° и 135° . Один из сливов порога осуществляется через Х-образное сочленение двух открытых трещин шириной в первые десятки сантиметров (10–30 см). Эти трещины прямолинейные. Для одной из них, имеющей азимут простираения около 45° , визуально установлено субвертикальное залегание. Отсутствие следов обработки экзогенными агентами на бортах трещин говорит в пользу их образования (раскрытия) в результате сейсмических событий в постледниковое время. Судя по морфологии порога, его уступ отражает сбросовую составляющую

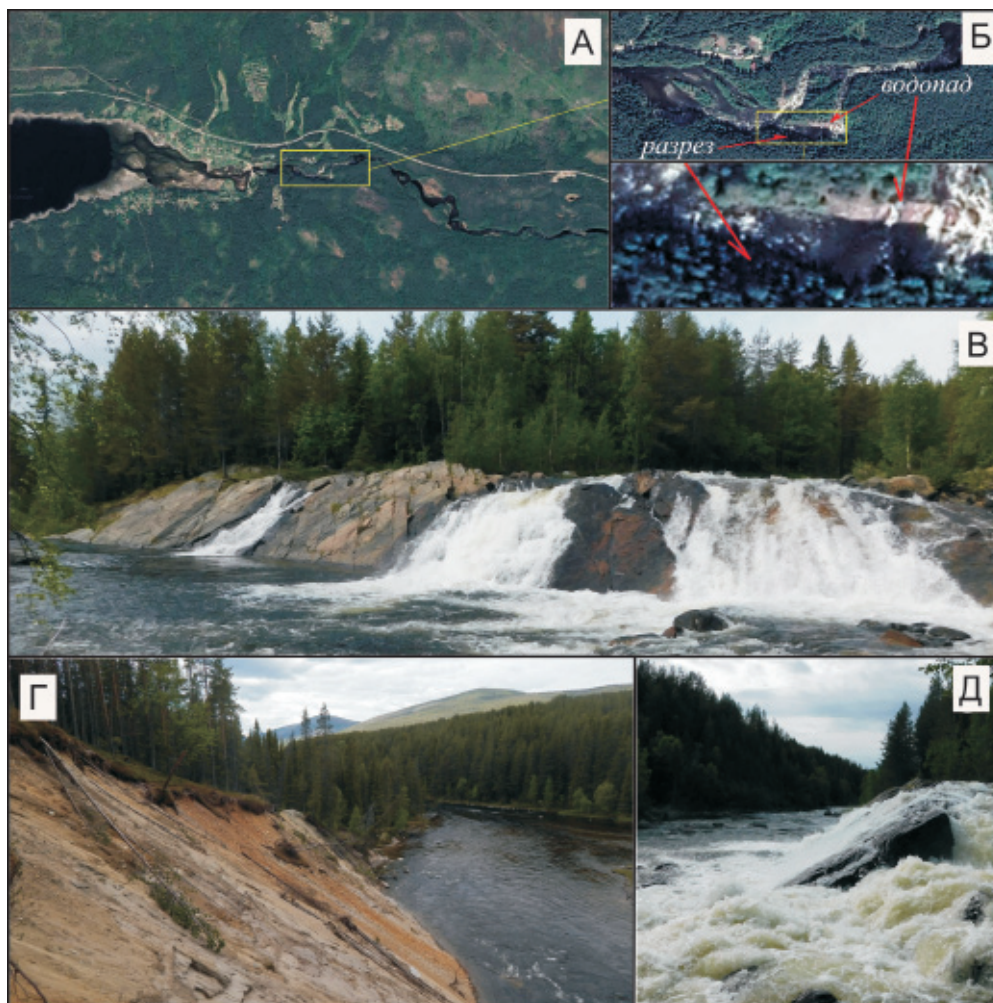


Рис. 45. Колвицкий водопад и разрез на левом берегу реки Колвица.
А и Б – положение объектов (основа – изображения Google Earth (<https://www.google.com/earth>), находящиеся в свободном доступе); В – Колвицкий водопад (вид вверх по течению реки), Г и Д – разрез и водопад (виды вниз по течению реки)

смещения, вертикальная амплитуда которого в постледниковое время может быть сопоставима с высотой ступени в русле в 3–4 м. Как отмечалось выше при описании Колвицкого водопада, плоскость разлома наклонена к югу под углом около 35° , а его простирание, как и простирание долины реки Колвица, соответствует простиранию дугообразного разлома (Митрофанов, 1996) (см. рис. 42 А), который является границей северной и южной частей палеопротерозойского Колвицкого коллизийного меланжа. В рельефе он выражен Колвицкой депрессией.

Левый берег реки Колвица в месте расположения порога представляет собой эрозионный уступ высотой около 15 м, сложенный преимущественно песчаной толщей (рис. 45 Г) с прослоями гравия (рис. 46). Параллельно-слоистая толща, вскрывающаяся в расчистке на глубину около 5 м от поверхности, монотонно наклонена к северу, северо-западу с азимутом падения в кровле $340^\circ/40^\circ$ и углом $335^\circ/20^\circ$. Она разбита серией нарушений сбросового характера с плоскостями, наклонёнными в южных, юго-восточных румбах под углом $30\text{--}70^\circ$ (рис. 46 Б, табл.).

Средние параметры разрывов: азимут простирания – 60° , азимут падения – $150^\circ/40^\circ$, суммарная амплитуда сбросовых смещений превышает 1.6 м. Эти параметры в определённой мере могут быть ориентиром для оценки смещений по разлому в кристаллическом фундаменте при том, что амплитуда, очевидно, определена по минимальному уровню. В разрезе, с большой вероятностью, вскрыты не все нарушения, а для части нарушений амплитуда не установлена. Так, амплитуда разрывов 6 и 8 превышает видимую в разрезе на 0.2 м, а зона разрыва 1 в кровле разреза (рис. 46 Б) представлена широкой зоной с разнообразными деформациями. Определить амплитуду смещения удалось

только на одной плоскости. В целом, разрывы представляют собой оперяющие нарушения, а основной разрыв, по-видимому, располагался над современным руслом реки Колвица.

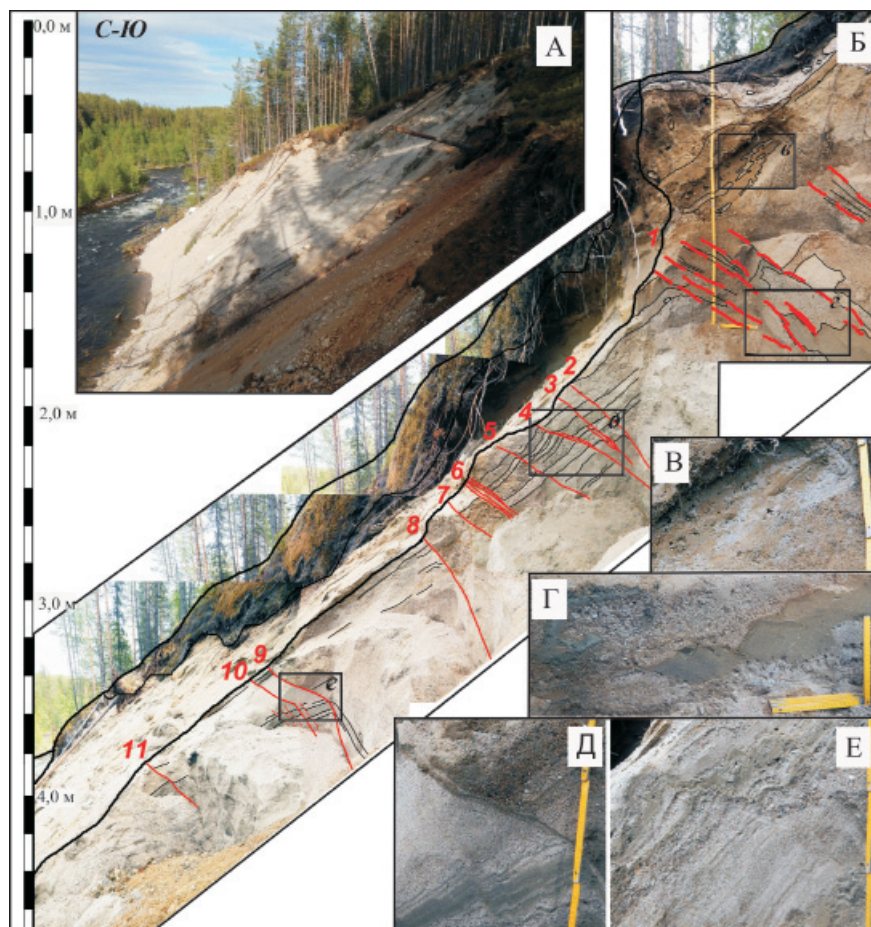


Рис. 46. Разрез на левом берегу реки Колвица с наклонной толщей и сбросовыми нарушениями: А – общий вид (вверх по течению); Б – схема расчистки (красными арабскими цифрами обозначены отдельные нарушения); В–Е – фрагменты разреза с нарушениями (показаны черными прямоугольниками на рис. Б)

Параметры разрывов в толще отложений, вскрывающихся в разрезе на левом берегу р. Колвица

Номер разрыва (см. рис. 46 б)	Кинематический тип	Азимут		Угол наклона	Амплитуда, м
		Простираие	Падение		
1	сброс	45	135	25	?
2	сброс	65	155	70	0.3
3	сброс	50	135	35	0.05
4	сброс	45	135	30	0.15
5	сброс	?	?	?	0.05
6	сброс	65	145	40	0.2+
7	сброс	65	155	30	0.1
8	сброс	75	165	45	0.2+
9	сброс	65	155	40	0.45
10	сброс	75	165	65	0.07
11	сброс	?	?	?	0.05

Очевидно, что видимые структуры в Колвицком пороге и в разрезе на левом берегу вполне сопоставимы по параметрам и соотносятся с единой разломной зоной, представляющей собой субширотный сброс с опущенным южным крылом с амплитудой в несколько метров. Кроме того, в рыхлых отложениях отражено две генерации деформаций: I – наклон всей толщи в северных рум-

бах с образованием общего уклона около 30° , фактически конформного современному эрозионному уступу; II – сбросовые разрывы.

Палеосейсμοдеформации в водно-ледниковых отложениях Колвицкого оза. Активные тектонические нарушения, входящие в структуру Колвицкого тектонического узла, морфологически выражены не только в нарушениях скальных поверхностей, проявлениях аномальных гравитационных процессов, но и отражены в распространении и структуре четвертичных отложений. Крупные озовые гряды, представленные в Колвицкой депрессии, в той или иной мере сопряжены с тектоническими нарушениями (рис. 44). В полной мере это относится к Колвицкому озу, имеющему протяжённость около 10 км и ширину до одного и более километров, сложенному из эшелонированно и кулисообразно подставляющих друг друга гряд высотой до первых десятков метров. К востоку Колвицкий оз дугообразно поворачивает к югу и смыкается с радиальным озом Вересельга, тянущимся вдоль котловины Колвицкого озера в юго-восточном направлении на несколько десятков километров, совпадая с восточной границей Колвицкого низкогорного массива и, соответственно, Колвицкой морфоструктуры в целом, определяемой, в свою очередь, Имандра-Колвицким разломом.

В карьере, расположенном на северном фланге Колвицкого оза в его центральной части с максимальными высотой, расчленённостью и крутизной склонов, в двух расчистках, обозначенных буквами А и Б на рис. 47 Б, обнаружены палеосейсмогенные деформации, включающие разрывные нарушения сбросового типа, приразломную складчатость и разжижение.

В северной части карьера (рис. 47) относительно спокойное, ненарушенное залегание гравийно-песчаной толщи, наблюдающееся на всю видимую её мощность на значительном протяжении карьерной выемки вдоль северного борта карьера (рис. 48 А), на восточном борту сменяется интенсивной дислоцированностью нижней части разреза. В расчистке А (рис. 47, 48 А), расположенной непосредственно на северном склоне оза, наблюдается приразломная флексура, сопровождаемая оперяющими противоположенными сбросами (рис. 48 Б, В). В верхней части расчистки А, в толще мощностью около 1 м от бровки карьера, горизонтально залегает параллельно-слоистый разнозернистый песок с гравием и мелкой галькой хорошей окатанности, в основании замещающийся гравийными с галькой и тонкозернисто-песчаными прослоями (рис. 46 Б). Нижняя часть расчистки до глубины 2.0–2.5 м, видимой до верхнего края осыпи, представляет собой сильно дислоцированную толщу из параллельно переслаивающихся пылеватых тонкозернистых песков и крупно-грубозернистых песков с включением гравия и мелкой гальки, существенно ожелезнённых. Вся пачка в северном направлении по разрезу флексурообразно изгибается от близгоризонтального положения до устойчивого крутого падения к югу с азимутом падения 170° под углом 70° . В замке флексуры наблюдается серия противоположенных сбросов с азимутом падения $290\text{--}300^\circ$ под углом $30\text{--}70^\circ$, сопряжённых в единой веерообразной структуре с крутизной падения, увеличивающейся в северных румбах (рис. 48 Б, В). Приразломная флексура, по-видимому, маркирует се-

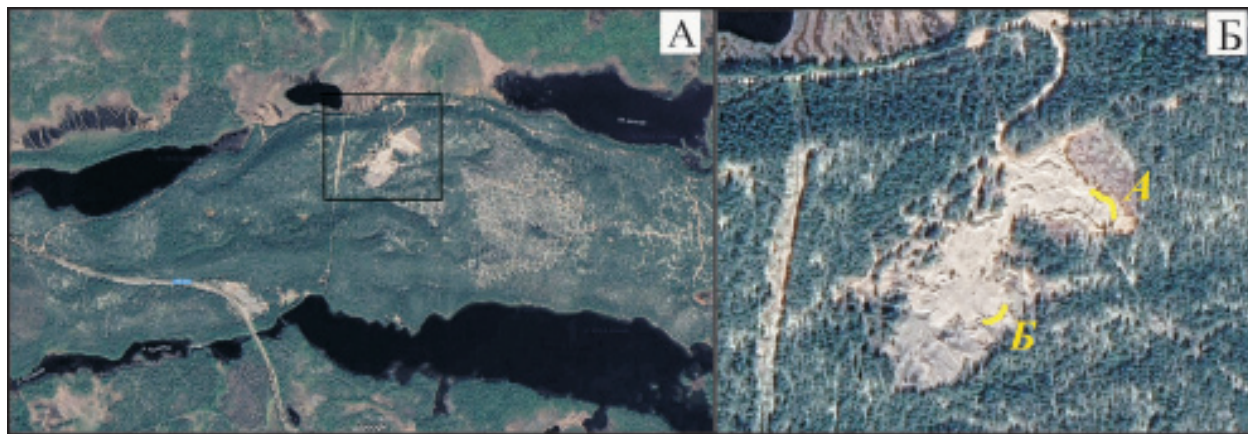


Рис. 47. А – расположение карьера на Колвицком озе (показано черным прямоугольником); Б – положение расчисток в карьере (показаны желтыми буквами А и Б); основа – изображения Google Earth (<https://www.google.com/earth>), находящиеся в свободном доступе

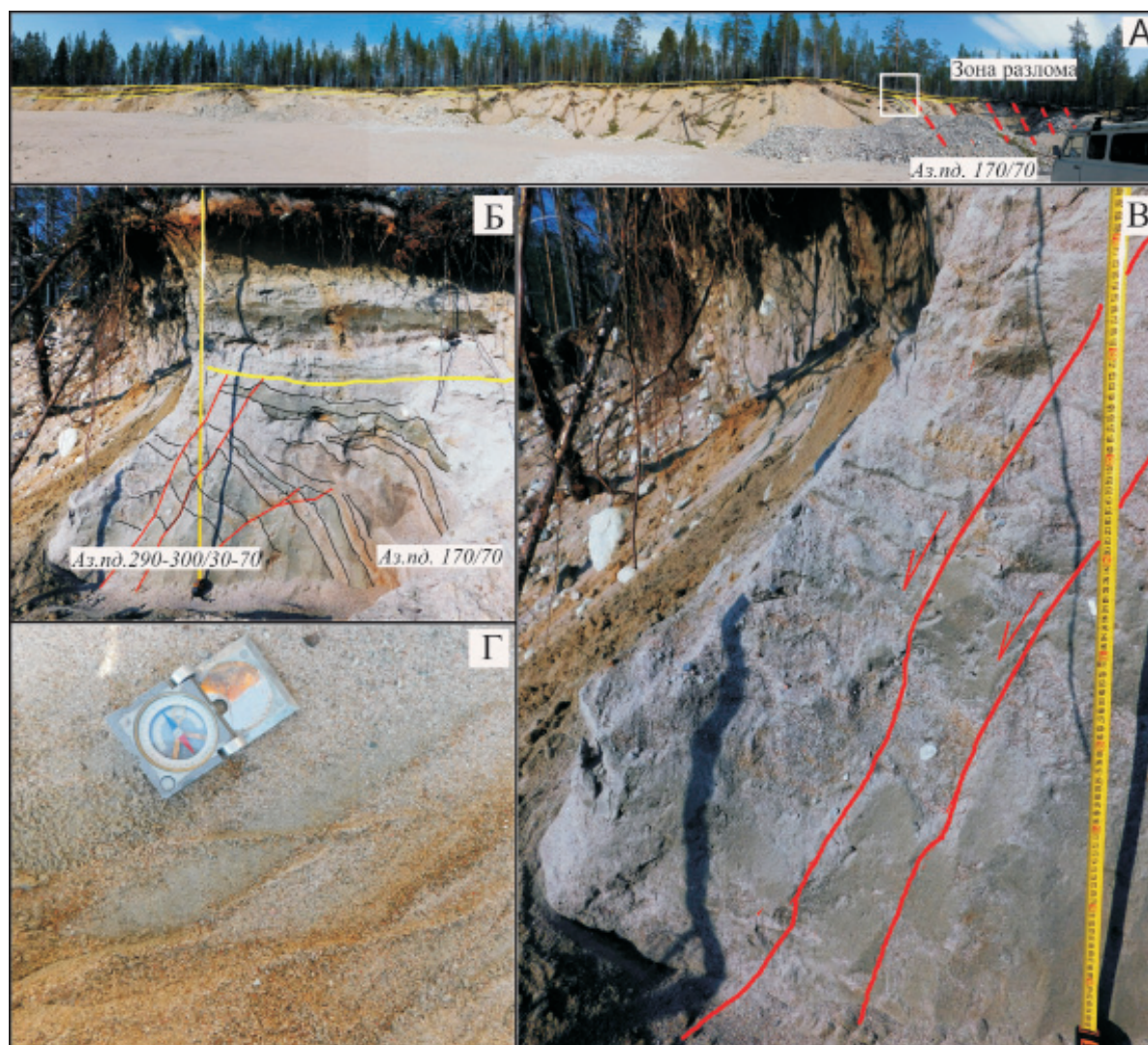


Рис. 48. Расчистка А (см. рис. 47 Б): А – общий вид стенки карьера; Б и В – фрагменты расчистки с приразломной флексурой и сбросами; Г – субширотная ориентировка разрывов; жёлтыми линиями показаны границы слоёв в разрезе, красными – структурные элементы в зоне разлома

верное приподнятое крыло субширотного сброса, зона которого наблюдается к югу (рис. 48 А) и который соответствует ориентировке и кинематике Колвицкого грабена.

В расчистке Б (рис. 47 Б), расположенной вблизи осевой части оза, сильно дислоцированная толща отмечена практически с поверхности. В приповерхностной части залегает тонкий, мощностью 0.3–0.4 м, прослой хорошо окатанного валунника с галькой, гравием и разнотермистоспесчаным заполнителем (рис. 49). Подошва валунника ступенчатая, смещённая по сбросам, хорошо прослеживающимся в нижележащей песчаной толще, а кровля, формирующая поверхность оза, ровная, горизонтальная.

В расчистке Б наблюдается преимущественно песчаная параллельно-слоистая толща с прослоями гальки и валунов общей мощностью более 12–14 м до уровня дна карьера (рис. 49 А). Выделяется несколько основных горизонтальных слоёв (рис. 49 Б, В). На всю видимую мощность толща разорвана серией сбросовых нарушений с амплитудой от первых сантиметров до 0.5 м (рис. 49 Б, В, Г). Подавляющее большинство сбросов (21 сброс) имеет крутое (50–85°) падение к югу, юго-западу и юго-востоку по азимуту 165–220°, а их суммарная амплитуда достигает 2 м. Наблюдаемая максимальная амплитуда составляет 0.29 м у главного широтного нарушения с падением плоскости к югу по азимуту 180° под углом 70°. Отмечаются единичные противонаправленные малоамплитудные сбросы с падением к северо-востоку по азимуту 60° под углом 70° и с амплитудой 5 см.

Для толщи характерны признаки разжижения, проявляющиеся в гравитационном «проваливании» галечно-валунного прослоя в песчаную матрицу с образованием линзы (Е на рис. 49 В), на флангах которой наблюдаются хорошо выраженные текстуры вертикального выжимания песка вверх (рис. 49 Д). Возможно, линза гравийного валунника является фрагментом единственного в разрезе выдержанного прослоя аналогичного материала и залегающего в кровле разреза. Сбросовые разрывы смещают части линзы Е (рис. 49 В) с той же амплитудой, что и вмещающие её прослои (D и F на рис. 49 В, Д, Е), свидетельствуя о последовательности деформаций, на первом этапе которых произошло разжижение материала толщи, а на втором – разрывы и дифференцированные сбросовые смещения.

В обеих расчистках наблюдаются разрывные деформации, широтная ориентировка и сбросовая кинематика которых свидетельствуют об их связи с зоной активизированных разломов фундамента, дугообразно субширотно огибающих массив Колвицких тундр и входящих в систему Колвицкого грабена, примыкающего с востока к Кандалакшскому грабену. В соответствии со шкалой ESI-2007 суммарная и максимальная единичная амплитуда смещений по разрывам может свиде-

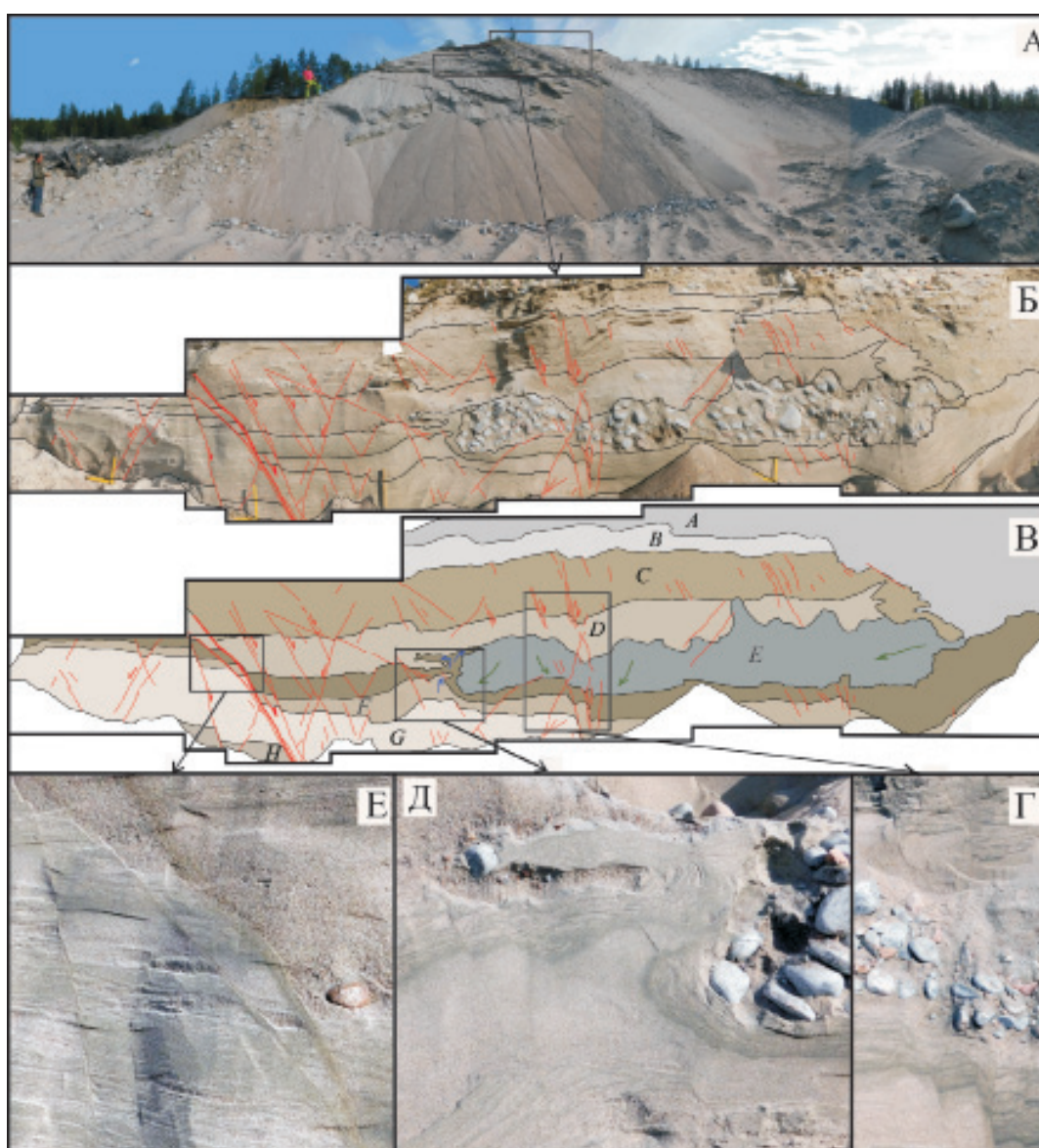


Рис. 49. Расчистка Б (см. рис. 47 Б) с разжижением и сбросовыми разрывами: А – общий вид стенки карьера; верхняя часть стенки расчистки: Б – фото, В – интерпретация (красные линии – разрывные нарушения, стрелки – направление смещения по разрывам); Г – *master fault*, главный разрыв с амплитудой 0.3 м; Д – краевая часть валунной «линзы» с пламеобразно выжатыми вверх и вбок тонкозернистым песком и алевритом; Е – линза валунника, смещённая сбросовыми нарушениями, которые прослеживаются в выше и ниже залегающем песке

тельствовать об интенсивности породившего их землетрясения IX+ баллов (Michetti et al., 2007). Не меньшую балльность должны иметь и сотрясения, вызвавшие разжижение таких масштабов. По-видимому, и разжижение, и разрывообразование относятся к разным стадиям одного и того же землетрясения, однако не исключается возможность и двух разных событий.

Палеосейсмодеформации, обнаруженные в скальном ложе реки Колвица вблизи её устья, а также в рыхлых отложениях в западной и восточной частях Колвицкой межгорной депрессии, имеют пространственно-кинематические параметры, которые свидетельствуют об их связи с тектоническими нарушениями, контролирующими депрессию и отвечающими границе между частями Колвицкой новейшей морфоструктуры и их постледниковой активизации.

РАЗДЕЛ III

ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫЕ, ЛЕДНИКОВЫЕ И МОРСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПОБЕРЕЖЬЯ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА

РАДИАЛЬНАЯ ОЗОВАЯ ГРЯДА ВЕРЕСЕЛЬГА

Крупная озовая гряда Вересельга протягивается с северо-запада на юго-восток более чем на 50 км вдоль автомобильной дороги Кандалакша – Умба от озера Колвицкое почти до устья реки Пила, где заканчивается серией флювиогляциальных дельт. Ранее её относили к маргинальным озам (Лаврова, 1960) либо считали межлопастным образованием (Ekman, Pyin, 1991). В районе озера Колвицкое оз представлен двумя параллельными грядами. В районе холма Талый Ручей они сливаются в единую гряду (рис. 50). Высота гряды Вересельга обычно составляет 15–25 м, на отдельных участках возрастает до 50 м. Гребень гряды выраженный, местами раздваивается, будучи разделённым замкнутыми гляциокарстовыми котловинами. Вместе с площадками, прилегающими к склонам гряды и имеющими холмистую поверхность, общая её ширина обычно составляет 0.2–0.4 км (рис. 50).

В строении гребневой части гряды установлены галечно-валунные отложения. В них количество обломков крупнее 5 см превышает 50 %. Обломки в основном хорошо окатанные. На участках, где высота гряды более 20 м, у подножия крутых (более 25°) её склонов отмечаются скопления валунов. Прилегающие к гряде площадки с холмистой поверхностью сложены в основном мелко- и среднезернистым песком с прослоями, обогащёнными гравием и галькой (рис. 50). Слоистость этих отложений косая и крупная линзовидная. Местами (в районах Каткоручей, Талый Ручей, у вершины 119.6 м н.у.м., в урочище 23-й км) ширина гряды Вересельга увеличивается до 0.65–0.95 км. Здесь она теряет свою чёткую морфологическую выраженность, распадаясь на участки грядово-холмистого, холмистого и платообразного рельефа (рис. 51). Сложены такие участки мелко- и среднезернистым песком, хорошо сортированным, переслаивающимся с разномерным песком с гра-

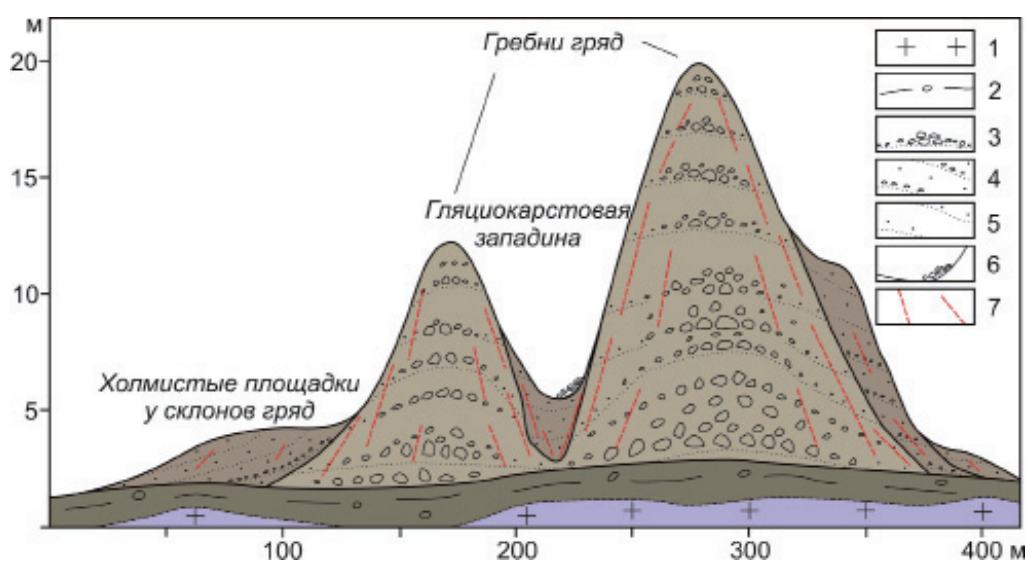


Рис. 50. Морфология и строение озовой гряды Вересельга:

1 – кристаллические породы; 2 – ледниковые отложения моренной равнины; 3 – крупнообломочные водно-ледниковые осадки (гравий, галька, валуны); 4 – песок разномерный с прослоями гравия и гальки; 5 – песок мелко- и среднезернистый; 6 – скопления валунов у подножия склонов; 7 – разрывные нарушения в гляциофлювиальных отложениях

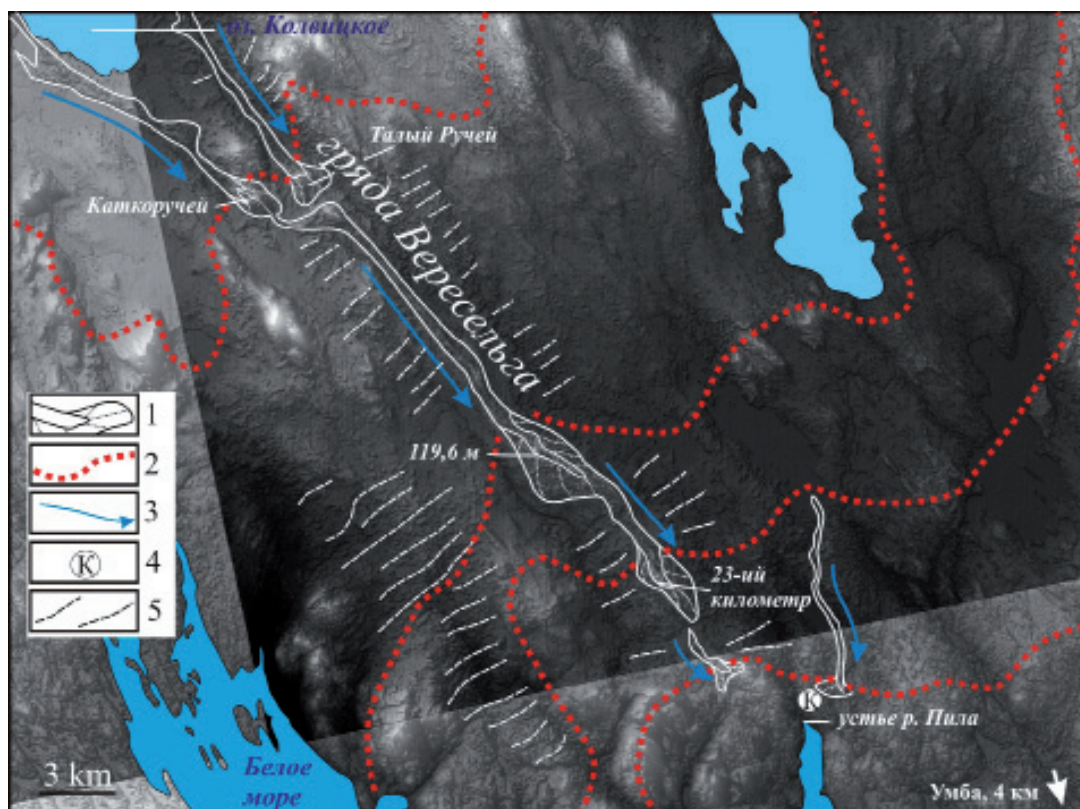


Рис. 51. Схема системы радиального оза и водно-ледниковых дельт Вересельга (основа – цифровая модель рельефа ArcticDEM 2 m):

- 1 – флювиогляциальные дельты; 2 – предполагаемые этапы сокращения ледникового покрова;
3 – направления стока талых вод; 4 – карьер к востоку от устья реки Пила; 5 – ребристая морена (направление простирания отдельных гребней гряд)

вием, галькой и валунами. Слоистость выраженная косая, с падением в южных, юго-восточных и восточных румбах. Эти участки соответствуют флювиогляциальным дельтам, которые маркируют этапы сокращения ледникового покрова в регионе (рис. 51).

По имеющимся данным, сток талых ледниковых вод при формировании радиального оза и водно-ледниковых дельт Вересельга осуществлялся в основном в юго-восточном направлении. Ребристая морена, ориентированная с юго-запада на северо-восток и представленная северо-восточнее и юго-западнее от гряды, свидетельствует о таком же, т. е. юго-восточном направлении течения льда. Указанные факты, а также отсутствие гляциодислокаций напорного типа в изученных разрезах позволяют соотнести гряду Вересельга с радиальным озом, а не с маргинальными или ледораздельными образованиями. Следует отметить, что радиальные озы широко представлены в северо-западной части Кольского региона (Дедков и др., 1989; Boyes et al., 2021).

КРАЕВАЯ МОРЕНА У ДЕРЕВНИ МОСЕЕВО

Конечно-моренная гряда у деревни Мосеево (29 км восточнее посёлка Умба) ранее сопоставлялась с насыпной мореной (Kolka et al., 2008; Колька и др., 2013) и включалась в одну из полос краевых образований в южной части Кольского региона (Евзеров, Николаева, 2000; Вашков, Носова, 2021). Моренная гряда имеет общую длину 3,8 км и S-образную форму в плане, хорошо выражена только в северо-западном сегменте длиной около 1,4 км. Высота гряды здесь достигает 5–15 м; абсолютные отметки гребня гряды – от 40 до 55 м н.у.м.

Северо-западный фрагмент краевой гряды. Строение северо-западного сегмента гряды установлено в двух расчистках придорожной выемки у автодороги Умба – Варзуга, в 2,5 км северо-

западнее деревни Мосеево (Вашков, Носова, 2018). Здесь вскрыта абляционная морена мощностью от 2 до 6 м, флювио- и лимногляциальные отложения мощностью до 1.2 м и толща морены, смятой в складки, мощностью более 3.5 м, с ярко выраженной гляциодинамической зоной контакта активного ледника и его ложа. Эта зона представлена крупной лежачей складкой волочения, в которую включены пески и песчано-гравийные смеси красновато-коричневого цвета, разнотернистые (рис. 52). Падение осевой плоскости складки и её крыльев в юго-западном направлении совпадает с азимутом падения сланцеватости и длинных осей галек в морене.

В петрографическом составе валунной, галечной и гравийной фракций различных фаций тилла, участвующих в строении гряды с напорным основанием у деревни Мосеево, определено 16 основных групп пород и минералов (Носова, Вашков, 2019). Базальный тилл гряды характеризуется ассоциацией пород, источники которых удалены в западном и северо-западном направлении. Абляционный тилл насыщен обломочным материалом подстилающих или близко залегающих пород. Петрографический состав тилла разных фаций указывает на смену гляциодинамических обстановок и термодинамического режима на контакте ледника и его ложа в разные этапы формирования гряды (Вашков, Носова, 2018, 2021). Определено восточное и северо-восточное направление пере-

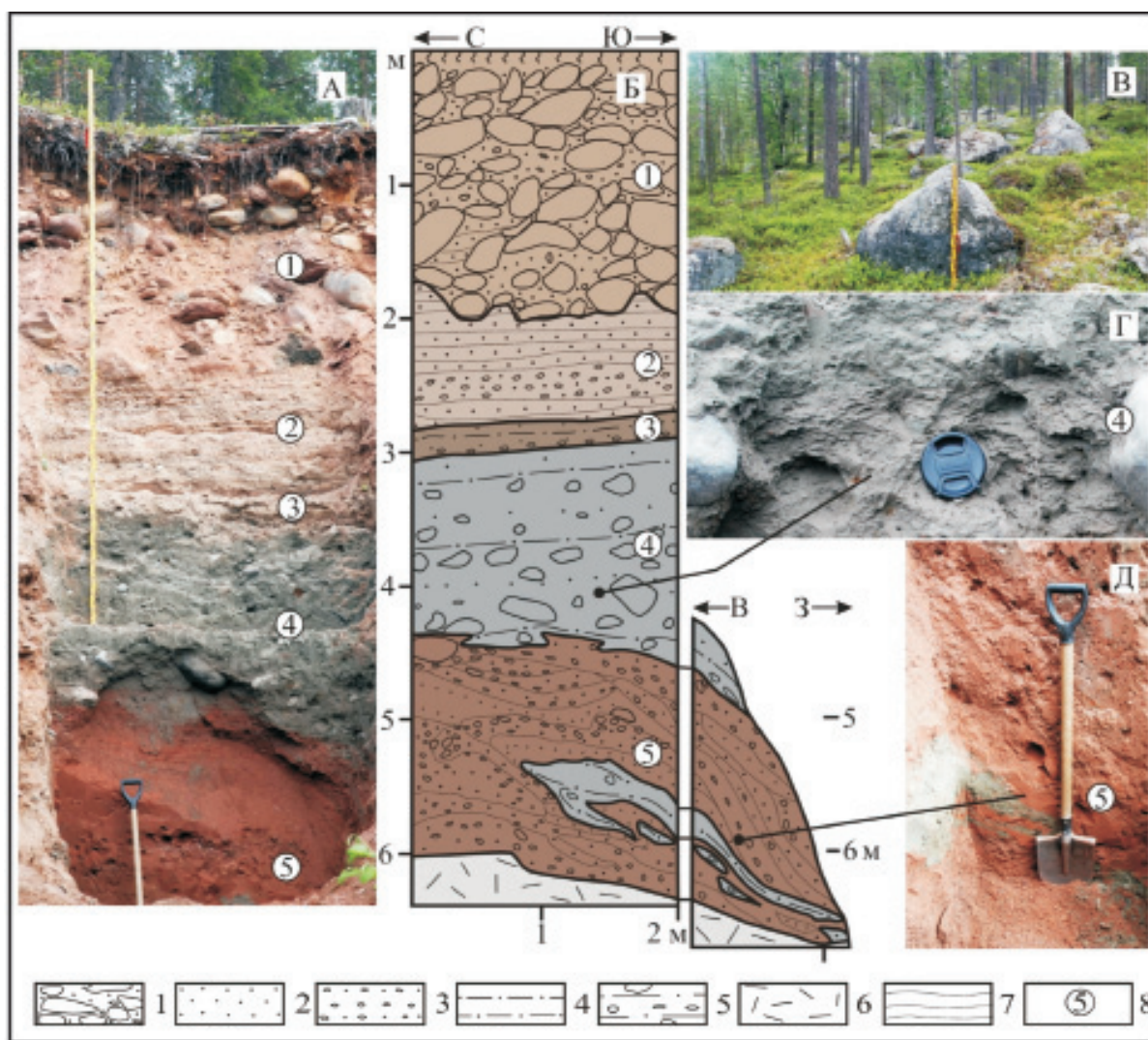


Рис. 52. Строение северо-западного фрагмента краевой гряды в районе деревни Мосеево:
А – фото и Б – схема разреза у автодороги Умба–Варзуга; В – валуны и глыбы на поверхности гряды;
Г – сланцеватость в диамиктоне; Д – линзы диамиктона в красновато-коричневом песке.
Схема Б: 1 – валуны с галькой, гравием и разнотернистым песком; 2 – песок среднетернистый; 3 – крупно-
зернистый песок с гравием и мелкой галькой; 4 – алевроит; 5 – диамиктон; 6 – осыпь; 7 – ориентировка границ
литологических разностей, слоистость; 8 – номера слоёв

мещения обломочного материала и влияние на динамику ледника выступа кристаллического фундамента полуострова Турий.

Юго-восточный фрагмент краевой гряды. Прослеживается в 0.7 км к юго-востоку от деревни Мосеево. Строение гряды здесь изучено в абразионном уступе Белого моря высотой до 5 м (Вашков, Носова, 2021). В этом разрезе на берегу моря вскрывается абляционная морена, представленная несортированным валунно-гравийно-галечным материалом с песчаным и алеврито-глинистым заполнителем, мощностью до 0.7 м. Ниже по разрезу развиты глина и алеврит мощностью до 0.25 м и гляциофлювиальные разноразмерные пески с гравием и галькой, мощностью до 0.2 м (рис. 50, слои 1–3). В ядре гряды установлен моренный блок (рис. 53, слой 4), представленный серо-коричневым диамиктоном с преобладанием тонко- и мелкозернистого песка и алеврита с гравием, галькой и валунами (до 15 %). Диамиктон имеет сланцеватую текстуру, которая проявляется в виде тонкой плитчатой отдельности с толщиной плиток 0.2–0.5 см и тонких прослоек светло-серого песка. По всей толще установлено юго-западное падение сланцеватости.

Приподошвенная часть диамиктона (рис. 53, слой 5) толщиной 0.4–0.8 м насыщена подстилающим его песком красноватого цвета, мелкозернистым (рис. 53, слой 6). Здесь же до 25 % возрастает количество крупных обломков. Это ассимиляционный тип диамиктона, который формировался в гляциодинамической зоне контакта активного ледника и его ложа (Лаврушин, 1976; Каплянская, Тарноградский, 1993). Ниже локальных скоплений крупных валунов отмечаются текстуры захвата в виде линз сложной формы. В основании разреза залегает красновато-коричневый песок, горизонтально-слоистый (рис. 53, слой 6). В интервале 0.4–0.6 м от кровли этих песков отмечаются незначительные деформации их первичной слоистости.

Восточнее гряды, с дистальной её стороны, на абсолютных отметках 40–95 м н.у.м. развиты покровные зандровые среднезернистые пески с прослоями гравелистых крупнозернистых песков с галькой и валунами, перекрытые морскими осадками.

Геологическое строение гряды свидетельствует о её формировании в несколько этапов (Вашков, Носова, 2018, 2021; Носова, Вашков, 2019). На первом этапе (рис. 54, этап 1) происходило об-

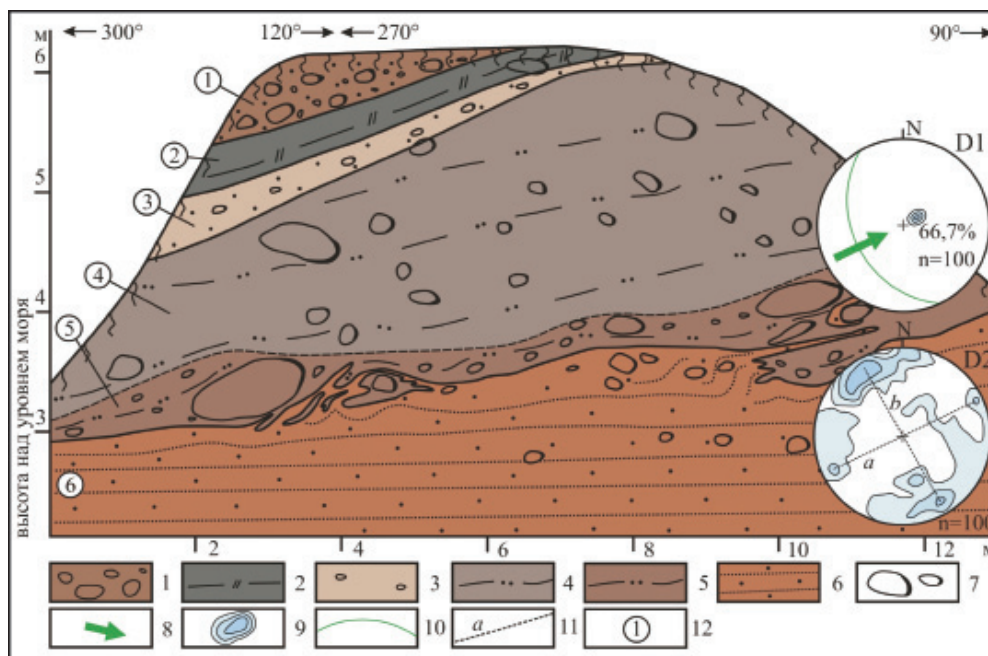


Рис. 53. Строение юго-восточного фрагмента краевой гряды в районе деревни Мосеево (разрез в абразионном уступе Белого моря).

1 – гравийно-галечные отложения с валунами; 2 – алеврит и глина; 3 – разноразмерный песок с гравием и галькой; 4 – диамиктон; 5 – диамиктон, ассимиляционный тип гляциодинамической зоны; 6 – мелкозернистый песок, однородный; 7 – крупнообломочный материал. Обозначения на диаграммах: 8 – направление давления ледника; 9 – максимумы ориентировки длинных осей гальки; 10 – падение подошвы диамиктона (дуга большого круга); 11 – оси напряжения, реконструированные по результатам замеров длинных осей гальки; 12 – номера слоёв

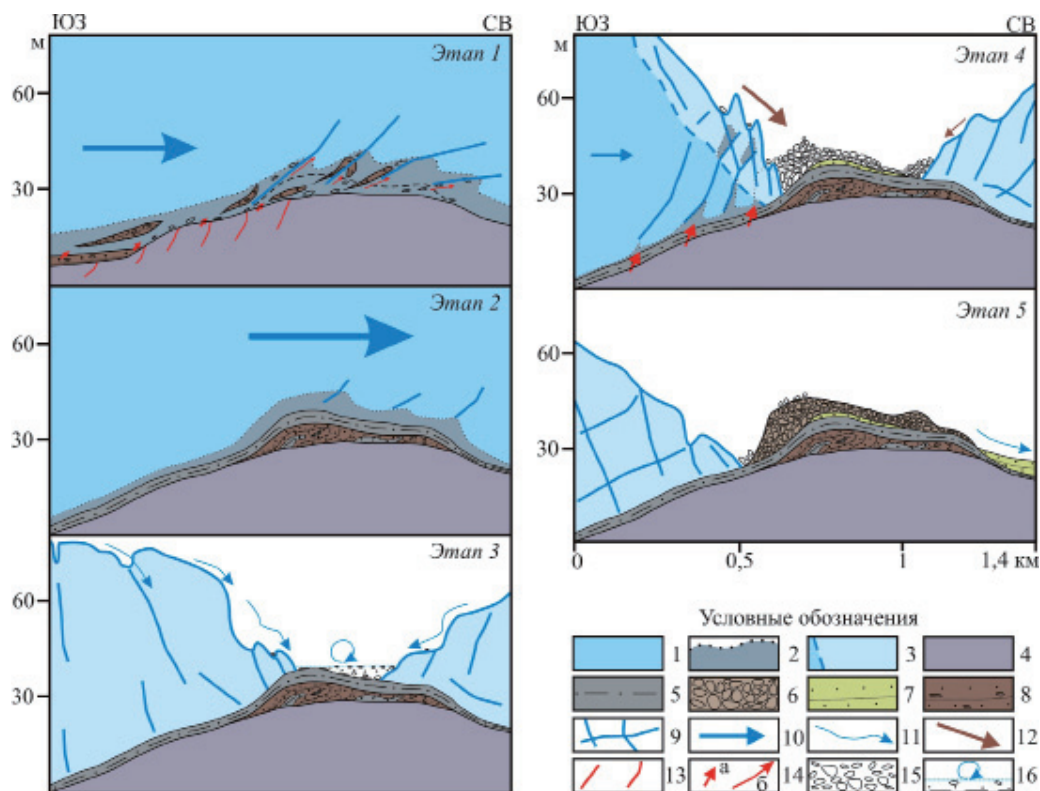


Рис. 54. Этапы формирования гряды с напорным моренным основанием у деревни Мосеево:
1 – подвижный лёд; 2 – моренонасыщенный лёд; 3 – мёртвый лёд; 4 – подледниковый субстрат; 5 – базальная морена; 6 – абляционная морена; 7 – потоки морены сползания (флю-тилл); 8 – гляциофлювиальные отложения; 9 – складчатая морена; 10 – трещины во льду; 11 – направление движения льда; 12 – направление стока талых ледниковых вод; 13 – зона экзарации ледникового ложа; 14 – перемещение материала на границе «лёд-ложе» (а) и по трещинам в теле ледника (б); 15 – перлювиальная абляционная морена на поверхности ледника; 16 – надледниковый водоём

разование микроотторженцев рыхлых пород ледникового ложа и заложение зоны надвигов в теле ледника на участке локального поднятия ледникового ложа. В результате деформированные осадки образовали включения различных размеров в базальном тилле (рис. 54, этап 2). Дальнейшее омертвление льда способствовало формированию маломощных наледниковых ледниково-озёрных и гляциофлювиальных осадков (рис. 54, этап 3). Последовавшее вытаивание льда привело к заполнению полости над грядой абляционным тиллом и к формированию предфронтальных зандровых отложений с дистальной стороны гряды (рис. 54, этапы 4, 5).

МОРЕННАЯ РАВНИНА В РАЙОНЕ ПОСЁЛКА УМБА

Рельеф моренной равнины, расположенной между полосами краевых образований в районе посёлка Умба, осложняется как выступами кристаллических пород (высотой до 60 м), так и аккумулятивным холмистым и грядовым рельефом. В строении равнины преобладают базальные морены с прерывистой надстройкой из морен абляционной перлювиальной фации, флювиогляциальных отложений, лимногляциальных, озёрных и морских осадков. Базальные морены имеют среднюю мощность 1–3 м, состоят из песков разномерных, алевритистых, с гравием, галькой, валунами, обладают характерной зеленовато-серой окраской и сланцеватой текстурой с тонкими линзами мелкозернистых песков.

Строение холма на моренной равнине вблизи устья реки Пила. Строение одного из холмов диаметром около 300 м, с плоской вершиной и относительной высотой до 20 м выявлено в карьере вблизи устья реки Пила, у автомобильной дороги Кандалакша – Умба. Этот разрез известен со вто-

рой половины XX в. Ранее в нём была установлена дислоцированная толща гляциофлювиальных отложений, залегающих под моренными отложениями (Евзеров, Кошечкин, 1980).

В стенке карьера (рис. 55) вскрыта базальная морена, представленная диамиктоном с преобладанием в составе алевритистого мелко- и тонкозернистого песка с гравием и галькой. В нижней части диамиктона многочисленны тонкие линзы мелкозернистого песка и линзы песчано-гравийной смеси. Диамиктон имеет неоднородную мощность от 1.2 до 3.5 м. В нём заметна литологическая неоднородность, выраженная за счёт увеличения количества глинистых частиц в нижней части слоя. Диамиктон залегает на гляциофлювиальных песках и песчано-гравийном материале мощностью свыше 4 м.

Описанные в разрезе гляциофлювиальные осадки заключены в крупную перевёрнутую складку с пережатым ядром (рис. 55). Её крылья осложняются небольшими складками качения и затягивания материала. Исследование одной из гляциоскладок обнаруживает падение шарнира и крыльев по азимуту 205° . Подобные значения получены и в ходе анализа падения сланцеватости в диамиктоне. Шарниры складок качения на контакте диамиктона и гляциофлювиальных осадков ориентированы по азимуту $100\text{--}280^\circ$, что может указывать на наличие поперечных напряжений в прикраевой зоне ледника. Для дислоцированной толщи гляциофлювиальных отложений получено три ОСЛ датировки, указывающие на возраст формирования толщи от 13000 ± 900 до 17500 ± 1100 л. н. (рис. 55). Формирование гляциодислокаций могло происходить позже: либо в невскую фазу сокращения последнего ледникового покрова (Вашков, Носова, 2021; Korsakova et al., 2023), либо в фазу Салпауселька I (Ekman, Ilyin, 1991).

Строение моренной равнины вблизи озера Медвежье Плёсо. Другим типичным разрезом моренной равнины является карьер в 4 км севернее посёлка Умба, на восточном берегу озера Медвежье Плёсо. Разрез вскрывает внутреннее строение выровненного участка, расположенного на абсолютных отметках 28–32 м н.у.м. Базальный тилл здесь залегает с поверхности, имеет мощность до 2.2 м, представлен диамиктоном зеленовато-серого цвета, с преобладанием глинистого мелко- и тонкозернистого песка с гравием, галькой и валунами. Диамиктон имеет сланцеватую текстуру, включает многочисленные линзы толщиной 1–3 см жёлто-серого мелкозернистого песка. Сланцеватость и линзы образуют выраженный рисунок течения, как бы огибая валуны и крупные гальки (рис. 56). Насыщение диамиктона линзами песка и глинистыми частицами неоднородное. Диамиктон подстилают светло-серый тонкозернистый песок и тёмно-серый с зеленоватым оттенком алеврит. Контакт слоёв осложнен многочисленными полого наклонёнными клиньями и относится к ассимиляционному типу гляциодинамической зоны (Лаврушин, 1976; Каплянская, Тарноградский, 1993).

Структурный анализ сланцеватости и слоистости морены, а также падения длинных осей галек указывает на перемещение материала с запад-северо-запада. Пачка песчано-алевритистых отложений под диамиктоном дислоцирована, отложения смяты в лежащие и запрокинутые небольшие складки волочения, флексуры, образуют инъективные формы. Установленное здесь общее восточное падение дислокаций подчеркивается слойками алеврита.

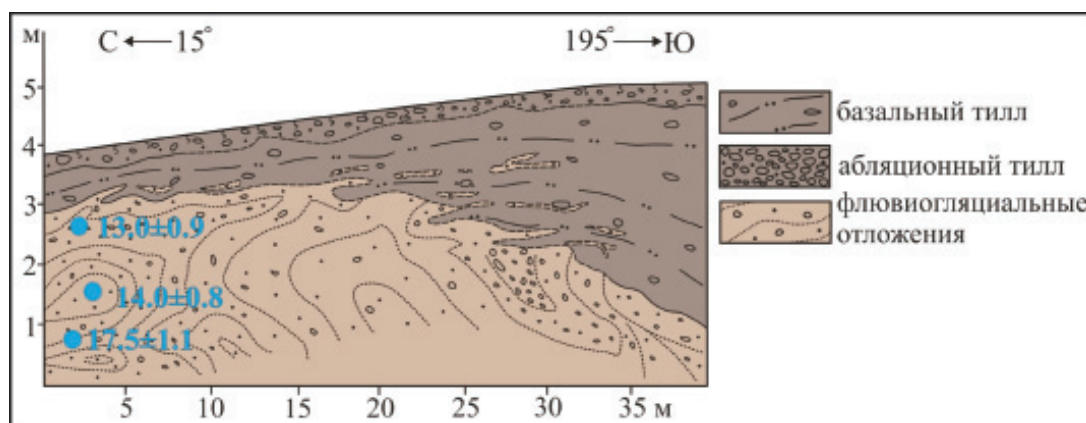


Рис. 55. Дислоцированные гляциофлювиальные отложения, залегающие под мореной последнего ледникового покрова вблизи устья реки Пила по (Евзеров, Кошечкин, 1980); синим шрифтом указаны ОСЛ датировки

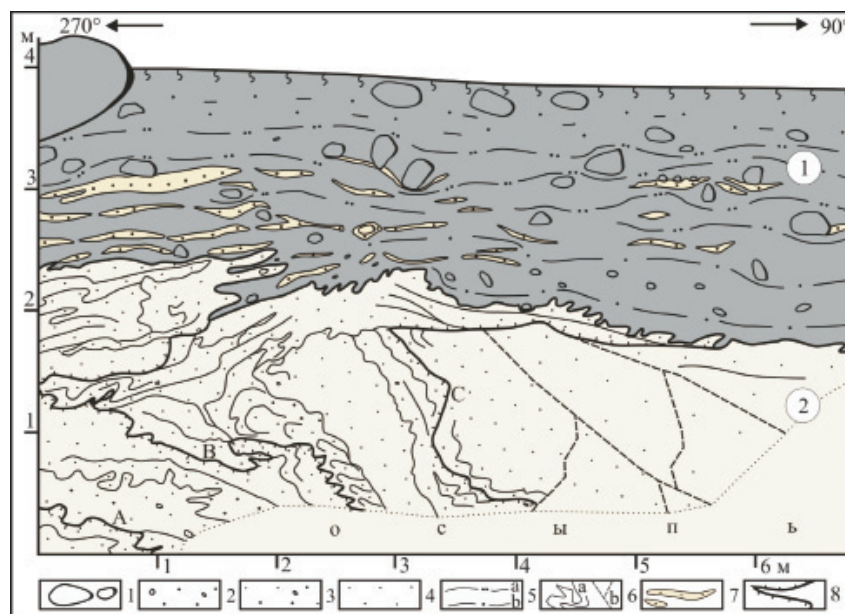


Рис. 56. Дислокации песка, залегающего под диамиктоном на моренной равнине в 4 км севернее посёлка Умба: 1 – крупнообломочный материал; 2 – диамиктон с преобладанием песка мелкозернистого (а) и тонкозернистого (б); 3 – разнотернистый песок с гравием; 4 – среднетернистый песок с редким гравием; 5 – мелко- и тонкозернистый песок; 6 – складчатые (а) и разрывные (б) дислокации в песке; 7 – линзы мелкозернистого песка в диамиктоне; 8 – границы литологических разностей в дислоцированной толще

Формирование моренной равнины в районе посёлка Умба примерно совпадало с полным омертвением ледникового потока в котловине Белого моря. Массив мёртвого льда быстро разрушался, и уже в аллереде сюда проникали морские воды (Колька и др., 2013). Активная краевая зона ледника постепенно смещалась севернее посёлка Умба, а давление его лопасти было в южном и юго-восточном направлении. На этом этапе деградации ледникового покрова имели место незначительные осцилляторные подвижки активного края, в результате чего сформировались несколько цепочек грядово-холмистого рельефа восточнее озера Канозеро и вдоль западного склона Мунозёрской возвышенности (Колька, 1998; Вашков и др., 2024). Серия площадок (не менее трёх), сложенных гляциофлювиальными дельтовыми отложениями и расположенных по простиранию гряды Вересельга, также свидетельствует о поэтапном сокращении ледникового покрова во время его деградации (Brennand, 2000).

МОРСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ, ВСКРЫТЫЕ В ДОЛИНЕ РЕКИ КУЗРЕКА

В долине реки Кузрека, в её нижнем течении, по обоим берегам прослеживается терраса, бровка которой находится на высоте 14.4 м н.у.м. Терраса имеет выровненную, практически плоскую поверхность и сложена светлым мелко- и среднетернистым горизонтально слоистым песком (рис. 57 А и Б).

В разрезе террасы сверху вниз вскрываются (рис. 57): слой 1 на глубине 0.0–1.70 м, сложен песком буровато-коричневым, мелкозернистым, неслоистым; слой 2 на глубине 1.70–13.5 м, представлен песком светло-серым, мелкозернистым, неслоистым, с линзами хорошо промытого, средне- и грубозернистого песка; в верхней части встречаются прослои песка со следами ожелезнения и единичной мелкой галькой; слой 3 на глубине 13.5–14.4 м, сложен глиной алевроитистой, сизо-серой, быстро темнеющей на срезе, с характерным сероводородным запахом и обильными раковинами моллюсков.

Ранее этот разрез изучался С. А. Стрелковым (Кошечкин и др., 1973). В слое сизо-серой глины был определён видовой состав моллюсков: *Hiatella arctica* L. (преобладает), *Littorina littorea* L., *Natica clausa* Br. et Sow., *Macoma calcarea* Chemn., *Mytilus* sp., *Astarte compressa* L., *A. borealis* Chemn. Были представлены и данные диатомового и споро-пыльцевого анализов (Кошечкин и др., 1973).



Рис. 57. Обнажение вскрывающее морскую террасу в долине реки Кузрэка: А – общий вид обнажения; Б – строение соответствующего разреза; В – глинистые отложения слоя 3 с раковинами морских моллюсков. Красными стрелками и цифрами указаны положение и радиоуглеродный возраст (тыс. л. н. (кал.)) датированных раковин

По данным диатомового анализа (Кошечкин и др., 1973), в нижней части разреза на глубине 10.5–14.4 м в диатомовом комплексе доминирует сублиторальная группа диатомей (64 вида из 80). Представители океанического и неретического планктона встречены только в самой нижней части толщи. Выше по разрезу в песчаной толще встречаемость диатомей резко падает. Доля умеренно тепловодных форм незначительна, и они не выделяются из общей массы северобореальных видов. Холодноводные (арктические и аркто-бореальные) виды встречаются, но тоже единично. Группа пресноводных диатомей значительна, но все они встречаются случайно по разрезу и с оценкой «единично».

По данным спорово-пыльцевого анализа (Кошечкин и др., 1973), в нижней части разреза на глубине 13.5–14.4 м выявлено преобладание пыльцы древесных пород (50–73 %), меньше спор (8–45 %) и пыльцы кустарничков и трав (4–17 %). Среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца сосны (30–58 %) и в большом количестве представлена берёза (*Betula tortuosa* и *B. pubescens* и карликовая берёзка (2–5 %)). Отмечено присутствие пыльцы ели (2–8 %) и ольхи (4–11 %). Обнаружена пыльца широколиственных пород (*Tilia*, *Corylus*). Выше по разрезу (интервал 1.70–13.5 м) споры и пыльца обнаружены лишь в виде отдельных зерен.

В верхней части разреза на глубине 0.0–1.70 м превалирует пыльца древесных пород (50–80 %), пыльца травянистых составляет 6–25 % и спор – 20–25 %. Среди древесных пород господствует пыльца берёзы (32–53 %) и сосны (23–55 %), встречается пыльца ольхи (4–17 %), ели (0–4 %), карликовой берёзки (0–1 %). Пыльцу кустарничков и трав представляет пыльца вересковых, реже встречается пыльца злаков, разнотравья, маревых и полыни.

На основании приведённых спорово-пыльцевых и диатомовых данных были сделаны выводы, что формирование глинистых отложений происходило в атлантическое время, а накопление верхней части разреза отнесено к суббореальному периоду голоцена (Кошечкин и др., 1973). В дальнейшем в интервале 13.5–13.8 м по раковинам двустворчатого моллюска *Hiattella arctica* была получена дата 10490–10050 л. н. (кал.) (ГИН-14783), указывающая на раннеголоценовый возраст слоя алевроитистой глины (рис. 57 Б). Поскольку комплекс малакофауны состоит из видов, характеризующихся весьма широким экологическим диапазоном (Наумов, 2006), то выводы о глубине моря, на которой накапливались соответствующие осадки слоя 3, можно сделать только на основании данных диатомового анализа. Они свидетельствуют о сублиторальных условиях.

Песчаная толща формировалась уже после перехода территории через береговую зону, по-видимому, в среднем голоцене. Возможно, верхняя часть террасы переработана эоловыми процессами, но этот вопрос специально не изучался.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленные в книге материалы исследований, проведённых на Кольском полуострове в пределах Кандалакшского берега Белого моря, на прилегающей территории и акватории, значительно дополнили представления о строении четвертичного покрова на побережье и на дне Кандалакшского залива, о распространении и возрасте краевых и других ледниковых и водно-ледниковых образований, об истории развития приледниковых пресноводных или сильно опреснённых водоёмов и морских бассейнов, о тектонике этой части Беломорской депрессии.

Имеющиеся представления об эндогенной тектонике, дополненные материалами по поздне- и постледниковой сейсмичности, о структурах дна Кандалакшского залива, о строении побережья, изложенными разделах книги А. Е. Рыбалко, С. Б. Николаевой, С. В. Шварёвым, Т. Ю. Репкиной, П. Ю. Беляевым, показали, что положение Кандалакшского залива связано с возникновением глубоководной ложбины, предопределённой активизацией древних разломов в четвертичном периоде. К окончательному формированию этой структуры привели два фактора, а именно: эндогенные тектонические напряжения в соответствующей части Балтийского (Фенноскандинавского) кристаллического щита и динамические нагрузки, обусловленные развитием и деградацией Скандинавского ледникового покрова, а также, возможно, и более древних неоплейстоценовых ледников. Самая западная часть Кандалакшского залива соответствует современной рифтогенной системе и так называемому Колвицкому грабену. Было показано, что более мелководная часть залива в пределах Колвицкого грабена была сформирована значительно позже основного Кандалакшского грабена, т. е. в поздне-постледниковое время в результате интенсивных дифференцированных тектонических движений. По дистанционным и геофизическим данным, здесь выявлена мелкоблоковая структура коренного цоколя из кристаллических пород архея и нижнего протерозоя, подчёркнутая линейными структурными грядами, выходами газов по трещинам и притоком относительно опреснённых вод в нижней части водной толщи залива. На берегах Кандалакшского залива и островов, а также на прилегающей территории установлены многочисленные сейсмодислокации. Причём они проявляются не только в скальных породах, но и в рыхлых отложениях ледникового парагенетического ряда.

Сейсмические события, в том числе и сильные, происходили в позднеледниковье и на протяжении почти всего голоцена, о чём свидетельствуют описанные в книге палеосейсмодислокации Чуна, «Чёртова лыжня» и другие. Геологические, геоморфологические и геофизические данные показали, что главные сейсмогенерирующие зоны часто расположены в пределах морского дна. Это характерно и для Кандалакшского грабена, и для примыкающих к нему более мелких грабенов-заливов, где на сейсмоакустических профилях отмечались нарушения голоценовых поверхностей со смещением отдельных их частей, а вдоль тектонически предопределённого южного борта Кандалакшского залива выделена мощная зона интенсивного развития гравитационных (сейсмогравитационных) процессов. Следы сильных позднеплейстоцен-голоценовых землетрясений широко развиты и в береговой зоне вдоль береговых обрывов горы Крестовая в окрестностях города Кандалакша, вдоль всего северного побережья Кандалакшского залива.

Тектоническая активность южного берега Кольского полуострова в районе Кандалакшского залива Белого моря проявилась не только в структурах кристаллического основания Балтийского щита, но и в рельефе и позднеледниковых отложениях, описанных С. В. Шварёвым в Колвицкой депрессии. По совокупности геоморфологических и сеймотектонических признаков в Кольском регионе выделен крупный Имандра-Колвицкий разлом, протяженностью более 100 км. Кроме того, были расширены представления об активизированной блоково-разломной структуре исследуемой территории и выявлен так называемый Колвицкий тектонический узел и зоны активизированных тектонических нарушений, которые в южной части Колвицкой депрессии оказались сопряженными с аккумулятивной водно-ледниковой (озовой) грядой, названной Колвицким озом. На связь

с зоной активизированных разломов фундамента, входящих в систему Колвицкого грабена, указывают широтная ориентировка и сбросовая кинематика разрывных деформаций, выявленных в строении Колвицкого оза. В соответствии со шкалой ESI-2007 суммарная и максимальная единичная амплитуда смещений по разрывам может свидетельствовать об интенсивности породившего их землетрясения 9 баллов. Кроме того, существует мнение, что палеосейсмодеформации, обнаруженные в Колвицком озе, в скальном ложе реки Колвица вблизи её устья в районе Колвицкого водопада, а также в рыхлых отложениях в западной части Колвицкой депрессии на левом берегу в приустьевой части реки, имеют пространственно-кинематические параметры, которые свидетельствуют об их связи с тектоническими нарушениями, контролирующими депрессию и указывающими на их постледниковую активизацию.

В материалах книги, представленных А. А. Вашковым, Н. Е. Зарецкой, О. П. Корсаковой при участии Д. В. Баранова, О. С. Шиловой, Н. Н. Лугового, рассмотрены ледниковые, водно-ледниковые и морские образования, расположенные в западной части побережья, т. е. в вершине Кандалакшского залива, в Колвицкой депрессии, а также в восточной его части, т. е. в районе деревни Мосеево и посёлка Умба. Известно, что дегляциация здесь, как и во всей Беломорской депрессии, в целом шла с востока на запад и ледниковые и водно-ледниковые образования соответственно формировались при стадийном отступании фронта ледника в этом направлении. Вслед за фронтом ледника продвигались прогляциальные пресноводные озёра. Из-за огромного объёма талой ледниковой воды они расширялись и на заключительных стадиях формировали обширный водоём, который в ходе эвстатического подъёма уровня Мирового океана осолонялся за счёт морской воды, поступавшей в Беломорскую депрессию через пролив Горло. Результаты изучения внутреннего строения и морфологии морены Лупче-Савино, ледниковых образований на перевале Крестовый, береговых форм на склонах горы Крестовая, а также гляциофлювиальных и морских отложений вблизи деревни Колвица и в долине реки Колвица, гряды Вересельга и морен в районе посёлка Умба и деревни Мосеево позволили интерпретировать их генезис, оценить возраст, определить их связь со стадиями оледенения и с этапами развития прогляциального и морского бассейнов. Структурные нарушения во внутреннем строении упомянутых образований получили объяснение не только влиянием сейсмотектоники, но и гляциотектоники или особенностями седиментации в интра- и экстрагляциальных условиях. Наиболее общими выводами, которые следуют из представленных материалов, полученных на Кандалакшском берегу Белого моря, являются следующие: дегляциация здесь проходила во временном интервале 14.6–11.7 тыс. л. н. во время лужской, невской и Сальпаусселька фаз оледенения; выраженный краевой пояс, соответствующий окончанию лужской и началу невской фаз, развит только в восточной части Кандалакшского берега, а дегляциация его остальной части проходила преимущественно по типу ареальной в течение всей невской фазы; трансгрессивные осцилляции ледника сформировали краевые гряды в пределах развитой на востоке Кандалакшского берега моренной равнины; ледниковые образования на побережье контактировали с приледниковым бассейном, на что указывают осадки пресноводного и морского водоёмов с возрастом 15.5 и 9.4 тыс. календ. л., которые в изученных разрезах прислоняются к водно-ледниковым осадкам.

Помимо указанных общих выводов, в материалах представлены и другие результаты по распространению, генезису и истории образования ледниковых и водно-ледниковых форм. В частности, впервые для региона было описано внутреннее строение и определён генезис так называемой ребристой морены, представленной здесь в районе посёлка Лупче-Савино. Установлено, что она формировалась под ледником в прикраевой его зоне во время одной из заключительных фаз дегляциации. Субпараллельные гряды ребристой морены при этом образовались в результате сдавливания и деформации ледниковых отложений при торможении активной ледниковой лопасти. Торможение и сдавливание могли возникать при взаимодействии нескольких ледниковых лопастей, когда одна из них упиралась в другую, а на побережье в кутовой части Кандалакшского залива в фазу дегляциации Салпаусселька I сходились не менее трёх ледниковых лопастей. В это же время, но, возможно, и раньше на периферии Кандалакшско-Колвицкой лопасти Фенноскандинавского ледникового покрова сформировались абляционная морена в районе перевала между горами Крестовая и Воло-

сяная. Для объяснения генезиса этой морены А. А. Вашковым привлечён механизм, который подразумевает и подлёдные условия ее формирования, в которых ледник преодолевал неровности ледникового ложа при наличии воздушной полости на дистальной стороне выступа коренных пород. Заполнение такой полости происходило под ледником при вытаивании материала из нижней части ледника, насыщенной обломками, при осыпании и перемыве материала, при затекании флюэ-тилла, при выдавливании в полость блоков мореносодержащего льда и отдельных крупных валунов, а также при накоплении гляциофлювиальных отложений. Такая модель была предложена ранее для объяснения подобных образований в области оледенения Северной Америки.

В непосредственной близости к перевалу с ледниковыми образованиями, на склонах горы Крестовая, обращённых к Кандалакшскому заливу, прослежены береговые валы и террасы. Нерегулярные валы и неотчётливо выраженная терраса, сложенные слабо или среднеокатанным несортированным материалом и расположенные на склоне ниже ледниковых образований с высоты 145 м н.у.м., были сопоставлены с прогляциальным бассейном, пресноводными или сильно опреснёнными талыми ледниковыми водами. Вниз по склону, примерно с высоты 120 м н.у.м., появляются морфологически отчётливо выраженные террасы и серии валов, которые сложены преимущественно песком с более окатанным грубообломочным материалом. Эти формы были сопоставлены уже с морским водоёмом в Беломорской депрессии. Они образовались при более высоком положении береговой линии моря, понижавшейся в голоцене из-за гляциоизостатического поднятия территории. Здесь же были выявлены и свидетельства тектонической активности в виде палеосейсмодислокаций. С голоценовой тектоникой и перемещением береговой линии моря связано и положение археологических объектов (каменных лабиринтов) на берегу залива у подножия горы Крестовая.

Представленные в книге материалы явились вкладом в понимание поздне- и послеледниковой истории Колвицкой депрессии, дегляциация которой также шла на фоне проявления эндогенной тектоники и сопровождалась деятельностью приледникового водоёма. Образования ледникового парагенетического ряда здесь сложены преимущественно водно-ледниковыми отложениями, местами с флюэ-тиллом. Это озы, флювиокамы, камовые террасы, формировавшиеся преимущественно в супрагляциальных условиях и при таянии мертвого льда. Многие из них контактировали с пресноводным и даже с морским водоёмами. Наблюдаемые в них структурные нарушения, например, в западной части Колвицкой депрессии в обрыве на левом берегу в приустьевой части реки Колвица, объясняются постседиментационными процессами, связанными преимущественно с вытаиванием мёртвого льда, а не с проявлением эндогенной тектоники по разлому, которая здесь, несомненно, тоже влияла на морфогенез и седиментогенез. Её проявление убедительно показано в книге при описании Колвицкого водопада и достаточно аргументировано при описании Колвицкого оза, расположенного в восточной части Колвицкой депрессии. Этот дискуссионный вопрос рассматривается во втором разделе.

В материалах книги представлены результаты исследования гляциально-флювиальных (водно-ледниковых) образований, контактировавших с послеледниковым водоёмом. Они описаны в районе, расположенном восточнее деревни Колвица. Здесь прослежена озовая гряда и прислонённая к ней терраса, сложенная осадками, предположительно, пресноводного, а впоследствии морского бассейна. Полученная датировка бассейновых отложений показала, что приледниковый водоём существовал здесь уже 15.5 тыс. л. н., то есть значительно раньше, чем предполагалось до этого. Столь древняя дата требует дальнейшей верификации. По данным диатомового анализа, установлено, что соответствующие осадки накапливались в сильно опреснённом ледовитом бассейне, ледовитость которого постепенно снижалась. В непосредственно морских мелководных условиях накапливались раннеголоценовые осадки, местами слагающие приповерхностную часть террасы.

Водно-ледниковые формы рельефа изучены и на территории, расположенной восточнее Колвицкой депрессии. В материалах книги рассмотрены морфология и внутреннее строение гряды Вересельга, которую по простираению продолжает Колвицкий оз. Ранее её относили к ледораздельным или маргинальным образованиям. В соответствии с полученными данными предложено мнение, что это радиальный оз с несколькими флювиогляциальными дельтами, который формировался та-

лыми ледниковыми водами при их стоке в юго-восточном направлении по мере отступления фронта ледника, сопряженного с прогляциальным водоёмом.

Ледниковые образования наиболее выражены только в восточной части побережья Канда-лакшского залива. Здесь представлены моренная равнина в районе посёлка Умба и краевая морена в районе деревни Мосеево. Гряда краевой морены формировалась при напорном воздействии ледника и последующем его омертвлении, когда накапливались уже водно-ледниковые осадки, которые наряду с мореной слагают краевую гряду, а также формируют предфронтальные зандры, прилегающие к краевой морене. Образование моренной равнины в районе посёлка Умба соотносено с омертвлением ледникового потока в котловине Белого моря. Причём краевая зона расположенного на полуострове ледника активная, постепенно смещалась на север, и эта его лопасть оказывала давление уже в южном и юго-восточном направлении. На это указывает грядово-холмистая морена, расположенная восточнее озера Канозеро и вдоль западного склона Мунозёрской возвышенности, которая окончательно сформировалась в результате нескольких кратковременных подвижек активного края ледника при его деградации. О поэтапном сокращении ледникового покрова свидетельствует и серия флювиогляциальных дельт, расположенных по простиранию гряды Вересельга, описанной в книге. Предложенная палеогляциологическая ситуация отличается от вариантов дегляциации этой части побережья, которые предлагались ранее другими исследователями Кольского региона.

Особое внимание уделено в материалах книги теме развития прогляциального и морского бассейнов в Беломорской депрессии. Как уже отмечено выше, эта тема тесно связана с дегляциацией, но она рассматривается и в связи с регрессией относительного уровня моря в голоцене из-за гляциоизостатического поднятия земной коры, которая, в свою очередь, обусловила формирование береговых террас, изменение очертаний берега и даже время освоения побережья древним человеком. В долине реки Кузрека описана терраса, которая сложена раннеголоценовыми морскими глинистыми отложениями, возраст которых определён по данным численного датирования. Было установлено, что они перекрыты среднеголоценовыми песками, которые переработаны эоловыми процессами и которые накапливались уже в субэрадных условиях, когда относительный уровень моря понизился. В начале среднего голоцена на побережье сложились и условия, наиболее благоприятные для освоения и заселения его древним человеком. Археологические материалы, представленные в книге Е. М. Колпаковым и А. М. Киселёвой, показали, что уже 8–7 тыс. л. н. на берегах реки Колвица селились люди, которые занимались рыбным промыслом и охотой. Это было время, когда береговая линия моря длительно находилась в более или менее стабильном положении из-за среднеголоценовой морской трансгрессии, темпы которой примерно уравнивались с темпами гляциоизостатического поднятия суши.

Позднеголоценовое поднятие территории и вызванная им регрессия береговой линии моря при участии специфических береговых процессов приводят к тому, что конфигурация береговой линии Кандалакшского залива быстро изменяется. В результате острова смыкаются между собой и с коренной сушей, а заливы и проливы постепенно отчленяются от моря и превращаются в озёра. Анализ разных типов берегов показал, что, например, на формирование абразионных моренных берегов заметный вклад вносит деятельность волн, морского льда и приливов, а одним из механизмов отчленения проливов от моря является напорное действие морского льда.

В целом, в книге представлены показатели разностороннего изучения проявлений взаимосвязанных и часто взаимообусловленных эндогенных и экзогенных процессов, определяющих палеогеографию, историю и морфологию побережья Кандалакшского залива Белого моря, в том числе и результаты, полученные в последнее время.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авенариус И. Г. Морфоструктурный анализ при изучении культурного и природного наследия Западно-Арктического региона России / И. Г. Авенариус. Москва : Paulsen, 2010. 190 с.
2. Авилов И. К. Мощность современных осадков и послеледниковая история Белого моря / И. К. Авилов // Труды Государственного океанографического института. 1956. Вып. 3. С. 45-47.
3. Арманд А. Д. Морские отложения и голоценовая тектоника района Кандалакши / А. Д. Арманд, Л. Я. Самсонова // Основные проблемы геологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Ленинград : Наука, 1969. С. 96-111.
4. Артюшков В. Е. Существование слоя пониженной вязкости в земной коре древних кратонов как причина сильно дифференцированного характера послеледниковых поднятий / В. Е. Артюшков, В. В. Колька, П. А. Чехович // Доклады Российской академии наук. 2020. Т. 492, № 1. С. 76-81.
5. Балувев А. С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий: [объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:1500 000] / А. С. Балувев, В. А. Журавлёв, Е. Н. Терехов ; ответственный редактор М. Г. Леонов // Труды Геологического института. Вып. 597. Москва : ГЕОС, 2012. 104 с.
6. Бачманов Д. М. База данных активных разломов Евразии / Д. М. Бачманов, А. И. Кожурин, В. Г. Трифонов // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 4. С. 711-736.
7. Берега / П. А. Каплин, О. К. Леонтьев, С. А. Лукьянова [и др.]. Москва : Мысль, 1991. 479 с.
8. Бэр К. Э. Лабиринтоподобные каменные выкладки на Русском Севере. Текст : электронный // Историко-философский бюллетень Императорской академии наук. Санкт-Петербург, 1844. С. 70-79. URL: <https://www.ufo-com.net/publications/art-7421-labirintopodobnie-kamennie-vykladky.html> (дата обращения: 26.04.2023).
9. Береговые образования поздне- и послеледниковых морских бассейнов на юге Кольского полуострова / Б. И. Кошечкин, Л. Я. Каган, А. Л. Кудлаева [и др.] // Палеогеография и морфоструктуры Кольского полуострова. Ленинград : Наука, 1973. С. 87-133.
10. Вашков А. А. Краевые ледниковые образования в районе пос. Умба (юго-запад Кольского полуострова) / А. А. Вашков, О. Ю. Носова // Геоморфология. 2021. Т. 52, № 2. С. 39-51.
11. Вашков А. А. Ледниковый рельеф центральной части Кольского региона / А. А. Вашков, О. Ю. Носова, Д. С. Толстобров // Геоморфология и палеогеография. 2024. Т. 55, № 1. С. 70-92.
12. Вашков А. А. Строение и морфология гряды с напорным моренным основанием у деревни Мосеево (западная часть Терских Кейв, Кольский полуостров) / А. А. Вашков, О. Ю. Носова // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 4 (280). С. 10-18.
13. Верзилин Н. Н. По следам послеледниковых сейсмических проявлений в северо-восточном ограничении губы Чупа Белого моря / Н. Н. Верзилин, А. А. Бобков // Геология, геоэкология, эволюционная география / под редакцией Е. М. Нестерова. Санкт-Петербург : Эпиграф, 2008. С. 37-40.
14. Воронина Р. Ф. Отчет о обследовании состояния археологических памятников Кольского полуострова, проведенных летом 1961 г. / Р. Ф. Воронина // Архив ИА РАН. Р-1. Д. 2567.
15. Геодинамические процессы в Кандалакшском заливе Белого моря и их роль в формировании покрова современных осадков / А. Е. Рыбалко, Н. К. Фёдорова, М. А. Никитин [и др.] // Геология морей и океанов : материалы XX Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии. Москва : ИО РАН, 2013. Т. III. С. 237-242.
16. Геологическая карта Кольского региона масштаба 1:500000 / главный редактор Ф. П. Митрофанов ; редакторы А. Т. Радченко и К. Гиллен ; составители: В. В. Балаганский, А. А. Басалаев, О. А. Беляев [и др.]. Апатиты : Геологический институт КНЦ РАН, 2001.
17. Голоценовые палеосейсмодетформации на островах Кузокоцкого архипелага (Кандалакшский залив Белого моря, Восточная Фенноскандия) / С. В. Шварёв, И. В. Бондарь, Ф. А. Романенко [и др.] // Геофизические процессы и биосфера. 2022. Т. 21, № 2. С. 9-43.
18. Гурина Н. Н. История культуры древнего населения Кольского полуострова / Н. Н. Гурина. Санкт-Петербург : Центр «Петербургское Востоковедение», 1997. 233 с.
19. Гурина Н. Н. Каменные лабиринты Беломорья / Н. Н. Гурина // Советская археология. Вып. X. 1948. С. 125-142.
20. Гурина Н. Н. Новые исследования древней истории Кольского полуострова / Н. Н. Гурина // Природа и хозяйство Севера. Вып. 6. 1977. С. 3-14.

21. Гурина Н. Н. О датировке каменных лабиринтов Белого и Баренцева морей / Н. Н. Гурина // Материалы и исследования по археологии СССР. 1953. № 39. С. 408-420.
22. Гурина Н. Н. Результаты археологического обследования южного побережья Кольского полуострова / Н. Н. Гурина // Краткие сообщения ИА РАН (КСИА). Москва ; Ленинград : Изд-во АН СССР, 1947. Т. 21. С. 55-57.
23. Детальные палеосейсмогеологические исследования в бортовой зоне впадины озера Имандра (Кольский регион): новые подходы и результаты / С. Б. Николаева, А. А. Никонов, С. В. Шварёв [и др.] // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, № 6. С. 866-880.
24. Джиноридзе Р. Н. Диатомовые водоросли в донных осадках Белого моря / Р. Н. Джиноридзе // Вестник ЛГУ. Сер. 7. 1974. № 6. Вып. 1. С. 151-159.
25. Динамика ледового покрова и особенности ледового переноса осадочного материала на приливных осушках Кандалакшского залива Белого моря / Ф. А. Романенко, Т. Ю. Репкина, Л. Е. Ефимова [и др.] // Океанология. 2012. Т. 52, № 5. С. 1-12.
26. Дурылин С. Н. За полуночным солнцем : По Лапландии пешком и на лодке / С. Н. Дурылин. Москва : Типо-лит. т-ва И.Н. Кушнерев и К°, 1913. 119 с.
27. Дурылин С. Н. Кандалакшский «вавилон» (к изучению северных лабиринтов) / С. Н. Дурылин. Москва : Печатня А. Снегиревой, 1914. 17 с.
28. Евзеров В. Я. Минералогия рыхлого покрова северо-восточной части Балтийского щита / В. Я. Евзеров. Апатиты : КНЦ РАН, 2014. 229 с.
29. Евзеров В. Я. Новейший этап развития Беломорской котловины / В. Я. Евзеров, А. Н. Виноградов, С. Б. Николаева // Доклады Российской академии наук. 2016. Т. 471, № 4. С. 450-454.
30. Евзеров В. Я. Палеогеография плейстоцена западной части Кольского полуострова / В. Я. Евзеров, Б. И. Кошечкин. Ленинград : Наука, 1980. 104 с.
31. Евзеров В. Я. Пояса краевых образований Кольского региона / В. Я. Евзеров, С. Б. Николаева // Геоморфология. 2000. № 1. С. 61-73.
32. Евзеров В. Я. Специфика формирования маргинальных гряд поздневалдайского ледникового покрова в условиях арктического климата / В. Я. Евзеров // Геоморфология. 1996. № 2. С. 64-71.
33. Е-К / Амахин В. А., Антошина С. А., Архипов А. И. [и др.] // Кольская энциклопедия / [Агаркова Т. В. и др.]. Санкт-Петербург : ИС; Апатиты : КНЦ РАН, 2009. 489 с.
34. Земная кора восточной части Балтийского щита / К. О. Кратц, В. А. Глебовицкий, Р. В. Былинский [и др.]. Ленинград : Наука, 1978. 231 с.
35. Использование критериев идентификации взрывов и землетрясений для уточнения оценки сейсмической опасности региона / В. Э. Асминг, Е. О. Кременецкая, Ю. А. Виноградов [и др.] // Вестник Мурманского государственного технического университета. 2010. Т. 13, № 4/2. С. 998-1007.
36. История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита / С. А. Стрелков, В. Я. Евзеров, Б. И. Кошечкин [и др.] ; редакторы М. К. Граве, С. А. Стрелков. Ленинград : Наука, 1976. 164 с.
37. Каплянская Ф. А. Гляциальная геология : методическое пособие по изучению ледниковых образований при геологической съёмке крупного масштаба / Ф. А. Каплянская, В. Д. Тарноградский. Санкт-Петербург : Недра, 1993. 328 с.
38. Карамзин Н. М. История государства Российского / Соч. Н. М. Карамзина. Изд. 5-е в 3-х кн., заключающих в себе 12 т., с полными примеч., украшенное портретом автора, гравированным на стали в Лондоне. Издание И. Эйнерлинга. Санкт-Петербург : В тип. Эдуарда Праца, 1842-1843. / Кн. 3. (Т. 9-12). 1843.
39. Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий : [масштаб 1:8000000]. Объяснительная записка / редактор В. Г. Трифонов. Москва; Иркутск: ГИН, 1986. 48 с.
40. Карта геоморфолого-неотектонического районирования Нечернозёмной зоны РСФСР масштаба 1:1500000 / редактор В. И. Бабак; Мингео РСФСР; Министерство высшего и среднего специального образования СССР; Московский государственный университет. Москва, 1980.
41. Карта новейшей тектоники Северной Евразии : масштаб: 1:5000000. 1997 г. / редактор А. Ф. Грачёв / ВИМС МПР России. Москва : ОИФЗ РАН, 1997.
42. Карта четвертичных отложений с элементами геоморфологии Мурманской области / Н. С. Дедков, В. А. Ильин, Е. О. Горбунов; редактор В. Я. Евзеров. Апатиты : Геологический институт КНЦ РАН, 1989.
43. Кельсиев А. И. Поездка к лопарям : Письма и предварительные отчеты Комитету по устройству Антропологической выставки / [соч.] А. И. Кельсиева. Москва : тип. М. Н. Лаврова и К°, 1878. 13 с.
44. Керн Г. Лабиринты мира / Г. Керн. Санкт-Петербург : Азбука-классика, 2007. 430 с.
45. Количественные показатели дифференцированных движений морфотектонических блоков на побережье Кандалакшского залива Белого моря / В. В. Колька, О. П. Корсакова, А. Н. Толстоброва [и др.] // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018. № 15. С. 205-208.

46. Колодяжный С. Ю. Структура и эволюция северо-запада Беломорско-Северодвинской зоны сдвига в позднем протерозое и фанерозое (Восточно-Европейская платформа) / С. Ю. Колодяжный, А. С. Балуев, Д. С. Зыков // Геотектоника. 2019. № 1. С. 62-86.
47. Колодяжный С. Ю. Структурно-кинематические особенности эволюции центральной части Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое / С. Ю. Колодяжный // Геотектоника. 2007. № 3. С. 46-68.
48. Колпаков Е. М. Новые данные о каменных лабиринтах Кольского полуострова / Е. М. Колпаков // Археология сакральных мест России : материалы Международной научной конференции / Соловки (7-12 сентября, 2016 г.). Соловки, 2016. С. 104-109.
49. Колька В. В. Мунозёрская островная возвышенность / В. В. Колька // Вестник Мурманского государственного технического университета. 1998. Т. 1, № 3. С. 79-88.
50. Колька В. В. Возраст археологических объектов – каменных лабиринтов и относительное перемещение береговой линии Белого моря в позднеледниковье и голоцене / В. В. Колька, О. П. Корсакова // Известия РГО. Вып. 1. 2010. Т. 142. С. 52-63.
51. Колька В. В. Положение береговой линии Белого моря и неотектонические движения северо-востока Фенноскандии в позднеледниковье и голоцене / В. В. Колька, О. П. Корсакова // Система Белого моря : в 4 томах. Т. IV: Процессы осадкообразования, геология и история. Москва : Научный мир, 2017. С. 222-249.
52. Колька В. В. Применение геологических методов для датирования каменных лабиринтов на побережье Белого моря / В. В. Колька, О. П. Корсакова // Вестник Мурманского государственного технического университета. 2012. Т. 15, № 2. С. 349-356.
53. Комплексные геолого-геоморфологические, тектонофизические и геофизические исследования на озере Среднее Лувеньгское (юго-запад Кольского полуострова) / С. В. Шварёв, И. В. Бондарь, А. Л. Гуринов [и др.] // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России : материалы ежегод. конф. по результатам экспедиционных исследований. Вып. 10. 2023. С. 292-298.
54. Комплексные палеосейсмогеологические исследования на ключевом участке в юго-западной части Кольского полуострова (северо-восток Фенноскандинавского щита) / С. Б. Николаева, А. А. Никонов, С. В. Шварёв [и др.] // Доклады Российской академии наук. 2016. Т. 469, № 2. С. 199-203.
55. Кошечкин Б. И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Ленинград : Наука, 1979. 109 с.
56. Куратов А. А. Древние лабиринты Архангельского Беломорья : (к вопросу о назначении каменных лабиринтов Северной Европы) / А. А. Куратов // Историко-краеведческий сборник. Вологда : Волог. гос. пед. ин-т, 1973. С. 63-76.
57. Куратов А. А. О каменных лабиринтах Северной Европы. Опыт классификации / А. А. Куратов // Советская археология. 1970. № 1. С. 34-48.
58. Куратов А. А. Отчет о работе архангельской археологической экспедиции в 1974 г. / А. А. Куратов // Архив Архангельского областного краеведческого музея. 1974. № 583, № 584.
59. Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова / М. А. Лаврова. Москва ; Ленинград : Изд-во Академии наук СССР [Ленингр. отд-ние], 1960. 234 с.
60. Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений / Ю. А. Лаврушин. Москва : Наука, 1976. 237 с.
61. Литология и микропалеонтология донных отложений малого озера острова Олений в Кандалакшском заливе Белого моря / В. В. Колька, Т. С. Шелехова, Н. Б. Лаврова [и др.] // Вестник ИГ Коми НЦ УО РАН. 2018. № 5. С. 33-40.
62. Лукашов А. Д. Геодинамика новейшего времени / А. Д. Лукашов // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / редактор Н. В. Шаров. Петрозаводск : Карельский научный центр РАН, 2004. С. 150-191.
63. Мараханов А. В. Новые данные о послеледниковых сейсмодислокациях Северной Карелии (Карельский берег Белого моря) / А. В. Мараханов, Ф. А. Романенко // Юдахинские чтения. Геодинамика и экология Баренц-региона в XXI в. : материалы докладов Всерос. конф. с междунар. участием. Архангельск : Институт экологических проблем Севера, 2014. С. 137-140.
64. Минкин А. А. Топонимы Мурмана / А. А. Минкин. Мурманск : Кн. изд-во, 1976. 206 с.
65. Морфотектоника Имандра-Колвицкого разлома и параметры очаговой зоны палеоземлетрясений в Лувеньгских тундрах (Кольский полуостров) / С. В. Шварёв, С. Б. Николаева, И. В. Бондарь [и др.] // Вопросы инженерной сейсмологии. 2024 б. Т. 51, № 2. С. 74-101.
66. Наумов А. Д. Двустворчатые моллюски Белого моря. Опыт эколого-фаунистического анализа / А. Д. Наумов. Санкт-Петербург, 2006. 351 с.
67. Невеский Е. Н. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене / Е. Н. Невеский, В. С. Медведев, В. В. Калинин. Москва : Наука, 1976. 240 с.

68. Неволновые факторы динамики берегов Кандалакшского залива Белого моря. Новые данные / Т. Ю. Репкина, Л. Е. Ефимова, Н. И. Косевич [и др.] // Геология морей и океанов : материалы XXI Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии. Москва : ГЕОС, 2015. Т. 3. С. 256-260.
69. Никифоров С. Л. Цифровая модель рельефа дна Белого моря / С. Л. Никифоров, С. М. Кошель, В. В. Фроль // Вестник МГУ. Сер. 5: Геогр. 2012. № 3. С. 86-92.
70. Николаев Н. И. Вопросы неотектоники Балтийского щита и норвежских каледонид / Н. И. Николаев, В. И. Бабак, А. И. Медянцева // Советская геология. 1967. № 3. С. 3-23.
71. Николаева С. Б. К геодинамике Кольского региона в позднем плейстоцене и голоцене: обзор и результаты исследований / С. Б. Николаева, В. Я. Евзеров // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2018. № 1. С. 5-14.
72. Николаева С. Б. Палеосейсмогеологические исследования в Европейской Субарктике (Кольский регион): полевые экспедиционные работы 2018–2020 гг. / С. Б. Николаева, Д. С. Толстобров, А. А. Вашков // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Вып. 7. 2020. С. 129-133.
73. Николаева С. Б. Послеледниковая тектоника и палеосейсмодислокации в районе «Ковды» (Кандалакшский залив, восточная часть Фенноскандинавского щита) / С. Б. Николаева // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. Вып. 3. 2019. Т. 64. С. 434-453.
74. Никонов А. А. Стратиграфия и палеогеография антропогена Кольского полуострова и прилегающих областей / А. А. Никонов // Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология / ответственный редактор В. П. Гричук. Москва : Наука, 1966. С. 92-105.
75. Новые данные по геологии северо-западной части Белого моря / Ф. А. Алявдин, С. Ф. Мануйлов, А. Е. Рыбалко [и др.] // Природа и хозяйство Севера. 1977. Вып. 6. С. 30-38.
76. Носова О. Ю. Петрографический состав обломочного материала тиллов гряды с напорным моренным основанием у д. Мосеево (западная часть Терских Кейв, Кольский полуостров) / О. Ю. Носова, А. А. Вашков // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2019. № 4 (292). С. 17-24.
77. Опыт крупномасштабного геоморфологического картографирования гляциальных шельфов по геофизическим данным (пролив Великая Салма Кандалакшского залива Белого моря) / Т. Ю. Репкина, А. Е. Рыбалко, Я. Е. Терёхина [и др.] // Океанология. 2022. Т. 62, № 3. С. 451-465.
78. Основные этапы изучения геологии четвертичных отложений Белого моря и дискуссионные проблемы его палеогеографии в позднем неоплейстоцене-голоцене / А. Е. Рыбалко, Д. А. Субетто, Т. Ю. Репкина [и др.] // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2022. Т. 86, № 6. С. 848-869.
79. Остров Олений (Кандалакшский Залив Белого моря) как важный объект изучения блоковых неотектонических движений / В. В. Колька, О. П. Корсакова, Д. С. Толстобров [и др.] // Геология морей и океанов : материалы XXIII Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии. Т. III. Москва : Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, 2019. С. 137-141.
80. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене-голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озёр на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба / Колька В. В., Евзеров В. Я., Мёллер Я. Й. [и др.] // Известия РАН. Серия геогр. 2013. № 1. С. 73-88.
81. Позднеледниковые образования в долинах рек Колвица и Тикша (юго-запад Кольского полуострова) / О. П. Корсакова, А. А. Вашков, Н. Е. Зарецкая [и др.] // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Вып. 9. Санкт-Петербург, 2022. С. 133-139.
82. Развитие четырёхмерной океанологии и создание фундаментальных основ комплексного мониторинга морских экосистем (на примере Белого моря) / А. П. Лисицын, В. П. Шевченко, И. А. Немировская [и др.] // Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей. Москва : Научный мир, 2010. С. 559-596.
83. Рева К. П. О раскопках в окрестностях г. Архангельска. 1900 г. // Архив ИИМК РАН. Ф.1. Д. 162.
84. Рыбалко А. Е. Государственный мониторинг состояния геологической среды шельфа на примере его проведения в Кандалакшском заливе Белого моря / А. Е. Рыбалко, Ю. О. Корнеев // Российские полярные исследования. 2014. № 1 (15). С. 10-16.
85. Рыбалко А. Е. Четвертичные отложения Онежского залива и основные черты его палеогеографии в плейстоцене-голоцене / А. Е. Рыбалко, М. А. Спиридонов, Е. А. Спиридонова [и др.] // Комплексные морские геолого-геофизические исследования внутренних морей гляциального шельфа. Ленинград : ВСЕГЕИ, 1987. С. 38-52.
86. Савватеев Ю. А. Охотничье-промысловые животные и каменный инвентарь населения Карелии и южной части Кольского полуострова эпохи неолита и раннего металла / Ю. А. Савватеев, Н. К. Верещагин // Мезолитические памятники Карелии. Петрозаводск, 1978. С. 181-215.
87. Современные данные по биостратиграфии и геохронологии донных осадков Белого моря / Е. И. Полякова, Е. А. Новичкова, А. П. Лисицын [и др.] // Доклады Российской академии наук. 2014. Т. 454, № 4. С. 467-473.

88. Стрелков С. А. Морфоструктуры северо-восточной части Балтийского щита и основные закономерности их формирования / С. А. Стрелков // Палеогеография и морфоструктуры Кольского полуострова. Ленинград : Наука, 1973. С. 5-80.
89. Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий. Масштаб 1:1500000 / ответственный редактор А. С. Балуев. Москва : [ГИН РАН], 2010.
90. Четвертичная геология северо-западной части Белого моря / С. Ф. Мануйлов, А. Е. Рыбалко, Е. А. Спиридонова [и др.] // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Севера Европейской части СССР. Петрозаводск : Карельский филиал АН СССР, 1977. С. 47-55.
91. Четвертичные отложения Белого моря и история развития современного Беломорского бассейна в позднем неоплейстоцене-голоцене / А. Е. Рыбалко, В. А. Журавлёв, Л. Р. Семёнова [и др.] // Система Белого моря : в 4 томах. Т. IV: Процессы осадкообразования, геология и история. Москва : Научный мир, 2017. С. 16-84.
92. Четвертичные отложения и рельеф Кандалакшского залива: история изучения и современные данные об их формировании / А. Е. Рыбалко, А. А. Барымова, М. Ю. Токарев [и др.] // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2020. № 17. С. 465-469.
93. Шварёв С. В. Комплексные исследования тектонических деформаций в зоне Имандра-Колвицкого активизированного разлома (Кольский полуостров) / С. В. Шварёв, И. В. Бондарь, А. Л. Гуринов [и др.] // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2024. № 21. С. 259-268.
94. Шварёв С. В. Морфологические проявления постледниковой сейсмической активности Имандра-Колвицкого активного разлома в Лувеньгской очаговой зоне (Мурманская область) / С. В. Шварёв, С. Б. Николаева, А. О. Королёва // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. № 18. С. 425-429.
95. Шевченко Н. В. Сейсмостектонические проявления в рельефе берегов Белого моря / Н. В. Шевченко, Д. Е. Кузнецов, А. А. Ермолов // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2007. № 4. С. 44-48.
96. Шилова О. С. Диатомовые водоросли в донных осадках отделяющихся от моря водоёмов побережья Кандалакшского залива Белого моря / О. С. Шилова, Т. Ю. Репкина // Изучение, рациональное использование и охрана природных ресурсов Белого моря : материалы XIII Всерос. конф. с междунар. участием, Санкт-Петербург, 17–20 октября 2017 г. Санкт-Петербург : Зоологический ин-т РАН, 2017. С. 260-262.
97. Aario R. Glacial stratigraphy of Koillismaa and North Kainuu, Finland / R. Aario, L. Forsström // Fennia. 1979. Vol. 157, no. 2. P. 1-49.
98. Bakhmutov V. G. Geomagnetic secular variations of high-latitude glaciomarine sediments: data from the Kola Peninsula, northwestern Russia / V. G. Bakhmutov, V. Ya. Yevzerov, V. V. Kolka. // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1994. Vol. 85. P. 143-153.
99. Benn D. I. Glaciers and Glaciation / D. I. Benn, D. J. A. Evans. London : Arnold, 1998. 734 p.
100. Boyes B. M. Glacial geomorphology of the Kola Peninsula and Russian Lapland / B. M. Boyes, D. M. Pearce, L. D. Linch // Journal of Maps. 2021. Vol. 17, no. 2. P. 497-515.
101. Boulton G. S. Subglacial processes and the development of glacial bedforms / Eds. R. Davidson-Arnott, W. Nickling, B. B. Fahey / G. S. Boulton // Research in Glacial, Glacio-fluvial and Glacio-lacustrine Systems. Norwich : Geo Books, 1982. 319 p.
102. Brennand T. A. Deglacial meltwater drainage and glaciodynamics: inferences from Laurentide eskers, Canada / T. A. Brennand // Geomorphology. 2000. Vol. 32. P. 263-293.
103. Comprehensive Paleoseismic Geological Studies in a key site in Southwestern Kola Peninsula (Northeast of the Fennoscandian Shield) / S. B. Nikolaeva, A. A. Nikonov, S. V. Shvarev [et al.] // Doklady Earth Sciences. 2016. Vol. 469, No. 1. P. 656-660.
104. Donner J. The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway / J. Donner, M. Eronen, H. Jungner // Norsk Geografisk Tidsskrift. 1977. Vol. 31. P. 103-128.
105. Drewry D. J. Glacial Geologic processes / D. J. Drewry. London : Arnold, 1986. 276 p.
106. Ekman I. Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in the Karelian A.S.S.R. and adjacent areas, Guide 32 / I. Ekman, V. Iljin. Espoo : Geological Survey of Finland, 1991. P. 73-99.
107. Evidence for a rapid sea-level rise 7600 yr ago / S.-Y. Yu, B. E. Berglund, P. Sandgren, K. Lambeck // Geology. 2007. Vol. 35. P. 891-894.
108. From the sea strait to the meromictic lake: Evolution and ecosystem of a water body at the Fiard Coast (Lake Kislo-Sladkoe at the Karelian Coast of the Kandalaksha Bay, the White Sea, Russia) / T. Repkina, O. Shilova, E. Krasnova [et al.] // Quaternary International. 2023. Vol. 644-645. P. 96-119.
109. Intensity Scale ESI 2007 / A. M. Michetti, E. Esposito, L. Guerrieri [et al.] // Memorie descrittive della carta geologica d'Italia / Eds. L. Guerrieri and E. Vittori. Rome : Servizio Geologico d'Italia, APAT Dipartimento Difesa del Suolo, 2007. 74 p.

110. Kamb B. Glacier surge mechanism based on linked cavity configuration of the basal water conduit system / B. Kamb // *Journal of Geophysical Research*. 1987. Vol. 92. P. 9089-9100.
111. Kolka V. Late Glacial and Holocene evolution of Kandalaksha Bay recorded in bottom sediment lithostratigraphy of raised coastal lakes and shoreline features / V. Kolka, O. Korsakova // *Quaternary geology and landforming processes: Excursion guide of the International Field Symposium, Kola Peninsula, NW Russia, September 4–9, 2005*. Apatity : Print. Kola Science Centre RAS, 2005. P. 36-46.
112. Korsakova O. European Russia: glacial landforms from the Bølling-Allerød Interstadial / O. Korsakova, A. Vashkov, O. Nosova // *European Glacial Landscapes. The Last Deglaciation* / Eds. D. Palacios, P. D. Hughes, J. M. Garcia-Ruiz, N. Andres. Elsevier, 2023. P. 305-310.
113. Kraft J. The Walls of Troy EB 1–6. Labyrinths during 3000 Years / J. Kraft. Västerås : Badelunda Hembygdsförening (through PO Flodberg's publishing house), 2024. 343 p.
114. Late Pleistocene palaeoenvironments and the last deglaciation on the Kola Peninsula, Russia / J. P. Lunkka, E. Kaparulina, N. Putkinen, M. Saarnisto // *Arktos*. 2018. Vol. 4. P. 1-18.
115. Möller P. Rogen moraine: an example of glacial reshaping of pre-existing landforms / P. Möller // *Quaternary Science Reviews*. 2006. Vol. 25. P. 362-389.
116. The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset / E. Zelenin, D. Bachmanov, S. Garipova [et al.] // *Earth System Science Data*. 2022. Vol. 14, Iss. 10. P. 4489-4503.
117. The last Fennoscandian Ice Sheet glaciation on the Kola Peninsula and Russian Lapland (Part 1): Ice flow configuration / B. M. Boyes, L. D. Linch, D. M. Pearce, D. J. Nash // *Quaternary Science Reviews*. 2023. Vol. 300. 107871.
118. The Late Pleistocene interglacial, late glacial landforms and Holocene neotectonics of the Kola Peninsula / V. Kolka, O. Korsakova, S. Nikolaeva, V. Yevzerov // *ICG excursion*, No. 34. August 14–23, 2008. 72 p.
119. Vashkov A. Ice-marginal ridge relief complex in northern Kola Peninsula (NW Russia): Morphology, structure, and genetic interpretation / A. Vashkov, O. Nosova // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2024. Vol. 96 (1). P. 35-58.

